

**Risiken des Klimawandels für den Wasserhaushalt –
Variabilität und Trend des zeitlichen
Niederschlagsspektrums**

DISSERTATION

zur Erlangung des akademischen Grades
Doctor rerum naturalium (Dr. rer. nat.)

vorgelegt der Fakultät für Forst-, Geo- und Hydrowissenschaften
der Technischen Universität Dresden

von Dipl.-Geogr. Johannes Franke
geb. am 19.12.1973 in Dresden

Gutachter:

Prof. Dr. Christian Bernhofer (TU Dresden)
Prof. Dr. Jörg Matschullat (TU Bergakademie Freiberg)

Dresden, 08.12.2009

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit wurde auf der Grundlage begutachteter Publikationen als kumulative Dissertation verfasst. Ziel war hier, das zeitliche Spektrum des Niederschlages unter sich bereits geänderten und zukünftig möglichen Klimabedingungen zu untersuchen, um daraus risikobehaftete Auswirkungen auf den Wasserhaushalt ableiten zu können. Ausgehend von den für Sachsen bzw. Mitteldeutschland jahreszeitlich berechneten Trends für den Niederschlag im Zeitraum 1951-2000 wurde hier der Schwerpunkt auf das Verhalten des Starkniederschlages im Einzugsgebiet der Weißeritz (Osterzgebirge) während der Vegetationsperiode gesetzt. Unter Verwendung von Extremwertverteilungen wurde das lokale Starkniederschlagsgeschehen im Referenzzeitraum 1961-2000 für Ereignisandauern von 1-24 Stunden und deren Wiederkehrzeiten von 5-100 Jahren aus statistischer Sicht beschrieben. Mittels eines wetterlagenbasierten statistischen *Downscaling* wurden mögliche Änderungen im Niveau des zeitlich höher aufgelösten Niederschlagspektrums gegenüber dem Referenzspektrum auf die Zeitscheiben um 2025 (2011-2040) und 2050 (2036-2065) projiziert. Hierfür wurden die zu erwartenden Klimabedingungen für das IPCC-Emissionsszenario A1B angenommen. Mittels eines problemangepassten Regionalisierungsalgorithmus konnte eine Transformation der Punktinformationen in eine stetige Flächeninformation erreicht werden. Dabei wurden verteilungsrelevante Orografieeffekte auf den Niederschlag maßstabsgerecht berücksichtigt.

Die signifikanten Niederschlagsabnahmen im Sommer bzw. in der Vegetationsperiode sind in Sachsen mit einer Zunahme und Intensivierung von Starkniederschlägen kombiniert. Hieraus entsteht ein Konfliktpotenzial zwischen Hochwasserschutz auf der einen und (Trink-) Wasserversorgung auf der anderen Seite. Für die zu erwartenden Klimabedingungen der Zeitscheiben um 2025 und 2050 wurden für das Einzugsgebiet der Weißeritz zunehmend positive, nicht-lineare Niveauverschiebungen im zeitlich höher aufgelösten Spektrum des Starkniederschlages berechnet. Für gleich bleibende Wiederkehrzeiten ergaben sich größere Regenhöhen bzw. für konstant gehaltene Regenhöhen kleinere Wiederkehrzeiten. Aus dem erhaltenen Änderungssignal kann gefolgert werden, dass der sich fortsetzende allgemeine Erwärmungstrend mit einer Intensivierung des primär thermisch induzierten, konvektiven Starkniederschlagsgeschehens einhergeht, was in Sachsen mit einem zunehmend häufigeren Auftreten von Starkregenereignissen kürzerer Andauer sowie mit einer zusätzlichen orografischen Verstärkung von Ereignissen längerer Andauer verbunden ist.

Anhand des Klimaquotienten nach Ellenberg wurden Effekte des rezenten Klimatrends auf die Verteilung der potenziellen natürlichen Vegetation in Mitteldeutschland beispielhaft untersucht. Über eine Korrektur der Berechnungsvorschrift konnte eine Berücksichtigung der trendbehafteten klimatologischen Rahmenbedingungen, insbesondere dem negativen Niederschlagstrend im Sommer, erreicht werden.

Insgesamt konnte festgestellt werden, dass die regionalen Auswirkungen des globalen Klimawandels massive Änderungen in der raum-zeitlichen Struktur des Niederschlages in Sachsen zur Folge haben, was unvermeidlich eine komplexe Wirkungskette auf den regionalen Wasserhaushalt zur Folge hat und mit Risiken verbunden ist.

Summary

This paper was written as a cumulative doctoral thesis based on appraised publications. Its objective was to study the temporal spectrum of precipitation under already changed or possible future climate conditions in order to derive effects on the water budget which are fraught with risks. Based on seasonal trends as established for Saxony and Central Germany for precipitation in the period of 1951-2000, the focus was on the behaviour of heavy precipitation in the catchment area of the Weißeritz (eastern Ore Mountains) during the growing season. Using distributions of extreme values, the local heavy precipitation behaviour in the reference period of 1961-2000 was described from a statistical point of view for event durations of 1-24 hours and their return periods of 5-100 years. Statistical downscaling based on weather patterns was used to project possible changes in the level of the high temporal resolution spectrum of precipitation, compared with the reference spectrum, to the time slices around 2025 (2011-2040) and 2050 (2036-2065). The IPCC A1B emission scenario was assumed for expected climate conditions for this purpose. Using a regionalisation algorithm adapted to the problem made it possible to achieve a transformation of local information into areal information. In doing so, distribution-relevant orographic effects on precipitation were taken into consideration in a manner true to scale.

Significant decreases in precipitation in summer and during the growing season are combined with an increase and intensification of heavy precipitation in Saxony. This gives rise to a potential for conflict between the need for flood protection, on the one hand, and the supply of (drinking) water, on the other hand. For the expected climate conditions of the time slices around 2025 and 2050, increasingly positive, non-linear shifts in the level of the high temporal resolution spectrum of heavy precipitation were calculated for the catchment of the Weißeritz. Higher amounts of rain were found if the return periods were kept constant, and shorter return periods were found if the rain amounts were kept constant. It may be concluded from the change signal obtained that the continuing general warming trend is accompanied by an intensification of the primarily thermally induced convective behaviour of heavy precipitation. In Saxony, this is associated with an increasingly frequent occurrence of heavy precipitation events of short duration and with an additional orographic intensification of events of long duration.

Using the Ellenberg climate quotient, effects of the recent climate trend on the distribution of potential natural vegetation in Central Germany were studied by way of example. Underlying climatological conditions subject to a trend, in particular the negative trend of precipitation in summer, were taken into consideration by a modification of the calculation rule.

All in all, it was found that regional effects of global climate change bring about massive changes in the spatiotemporal structure of precipitation in Saxony, which inevitably leads to a complex chain of impact on the regional water budget and is fraught with risks.

Inhaltsverzeichnis

1	Verbindende Einführung.....	5
1.1	Problemstellung, Aufgaben und Ziele	5
1.1.1	Überblick der Problemstellung	5
1.1.2	Aufgaben und Zielstellung.....	6
1.2	Dynamik des Klimas im globalen und regionalen Maßstab	7
1.2.1	Globales Klima und Ursachen für dessen Änderungen	7
1.2.2	Räumliche Skalen	16
1.2.3	Ausgewählte Aspekte der rezenten Klimavariabilität.....	18
1.2.4	Projektionen für eine nähere Klimazukunft	22
1.2.4.1	Überblick zum gegenwärtigen Stand in der Klimamodellierung	22
1.2.4.2	Ausgewählte Ergebnisse aus der Klimamodellierung	33
1.3	Berechnung des zeitlichen Niederschlagspektrums im lokalen und regionalen Maßstab.....	38
1.3.1	Homogenitätsprüfung gemessener Niederschlagszeitreihen	38
1.3.2	Extremwertstatistische Analyse gemessener Niederschlagszeitreihen	41
1.3.3	Abschätzung von Änderungen in der Extremwertstatistik für den Niederschlag unter zukünftig möglichen Klimabedingungen	46
1.3.4	Berechnung einer räumlichen Niederschlagsverteilung	47
2	Publikationen	48
2.1	Statistical Analysis of Regional Climate Trends in Saxony, Germany	48
2.2	Effects of recent climate trends on the distribution of potential natural vegetation in Central Germany	48
2.3	A method for deriving a future temporal spectrum of heavy precipitation on the basis of weather patterns in low mountain ranges	48
2.4	Application of a trigonometric approach to the regionalization of precipitation for a complex small-scale terrain in a GIS environment	48
3	Zusammenfassende Ergebnisse und Diskussion.....	49
4	Schlussfolgerungen und Ausblick	51
	Literaturverzeichnis.....	53
	Abbildungsverzeichnis	59
	Tabellenverzeichnis.....	62
	Abkürzungsverzeichnis.....	63
	Symbolverzeichnis	64
	Schriftenverzeichnis des Autors.....	65

Danksagung

Erklärung

*Des Menschen Seele gleicht dem Wasser:
Vom Himmel kommt es, zum Himmel steigt es,
und wieder nieder zur Erde muss es, ewig wechselnd.*

Johann Wolfgang v. Goethe
„Gesang der Geister über den Wassern“

1 Verbindende Einführung

1.1 Problemstellung, Aufgaben und Ziele

1.1.1 Überblick der Problemstellung

Laut dem 4. Sachstandsbericht des *IPCC* haben die anthropogen verursachten Erhöhungen der atmosphärischen Konzentrationen von treibhauswirksamen Spurengasen (insbesondere des CO_2) seit dem Beginn der Industrialisierung vor etwa 150 Jahren mit hoher Sicherheit eine Verstärkung des natürlichen Treibhauseffektes verursacht, was einen globalen Klimawandel zur Folge hat. Neben einer Zunahme der erdoberflächennahen Mitteltemperatur um 0,7 K wurden für diesen Zeitraum auch massive raum-zeitliche Umverteilungen des Niederschlages festgestellt (*IPCC*, 2007a). Im Allgemeinen haben diese zu einer weiteren Verschärfung von global bereits bestehenden Disparitäten im raum-zeitlichen Niederschlagsdargebot geführt.

Ein wesentliches Problem beim Übergang zu einem neuen Gleichgewichtszustand liegt insbesondere in der hohen zeitlichen Dynamik der Änderungssignale und der damit einhergehenden Intensivierung des Extremwertverhaltens (Rahmstorf und Schellnhuber, 2006). Aufgrund von skalenabhängigen Rückkopplungseffekten zwischen Atmosphäre und Erdoberfläche (bedingt durch: Land-Meer-Verteilung, Topografie, Landnutzung) besitzt die Ausprägung des Klimawandels komplexe raum-zeitliche Strukturen. Charakteristisch hierfür sind sowohl zirkulationsbedingte instationäre Raummuster mit Variationen zwischen den Jahreszeiten als auch eine generell höhere zeitliche Variabilität in den regional differenzierten Auswirkungen des globalen Klimawandels gegenüber globalen Mittelwerten (Schönwiese und Janoschitz, 2008a, 2008b). Das Anwachsen von witterungsbedingten Risiken durch den Klimawandel liegt insbesondere in seiner Nichtlinearität begründet, wobei die Vulnerabilität im regionalen Maßstab, als Ebene menschlicher Wahrnehmung (Betroffenheit) und Handlung, zum Ausdruck kommt.

Die hohe gesellschaftliche Verantwortung besteht in der Entwicklung von Vermeidungs- und Anpassungsstrategien, welche den Anspruch haben müssen, ökologische, ökonomische und soziale Aspekte im Sinne einer generationenübergreifenden Nachhaltigkeit zu vereinen (Deutsche Bischofskonferenz, 2007). Eine existenzielle Bedeutung kommt hier der raum-zeitlichen Verfügbarkeit des Niederschlages als Inputgröße für den regionalen Wasserhaushalt zu. Trends in der raum-zeitlichen Struktur des Niederschlages haben unvermeidlich eine komplexe Wirkungskette auf den Wasserhaushalt zur Folge, was bezüglich der raum-zeitlichen Wasserverfügbarkeit zu Konfliktpotenzialen führen kann.

Aus dem erweiterten Kontext leitet sich die Notwendigkeit von aktuellen Untersuchungen zur Variabilität im regionalen Niederschlagsgeschehen unter dem Aspekt sich ändernder Klimabedingungen, insbesondere in der zeitlichen Struktur (u.a. Extremverhalten), ab. Ein

wesentliches Problem hierbei ist die auf sehr komplexen Rückkopplungseffekten basierende hohe raum-zeitliche Heterogenität des Niederschlages, was den Umgang mit der Größe, insbesondere im komplexen Gelände von Mittelgebirgen, schwierig macht. Ausgehend von Änderungen im raum-zeitlichen Niederschlagsangebot stellt sich hier auch die Frage nach einer möglichen Berücksichtigung in den, zumeist empirisch ermittelten, Definitionen niederschlagsorientierter Klimaindizes.

Diese kumulative Dissertation befasst sich schwerpunktmäßig mit dem Problem der Modellierung von Skalenübergängen bei der Untersuchung räumlicher und insbesondere zeitlicher Änderungen in der Niederschlagsstruktur unter sich ändernden Klimabedingungen im komplexen Gelände von Mittelgebirgen.

1.1.2 Aufgaben und Zielstellung

Diese Arbeit wurde entsprechend der Promotionsordnung der Fakultät Forst-, Geo- und Hydrowissenschaften an der Technischen Universität Dresden kumulativ erstellt. Den vier Publikationen (Kap. 2) ist eine verbindende Einführung (Kap. 1) vorangestellt, die den Rahmen der einzelnen Artikel – Klimawandel und Wasserhaushalt – erläutert und die Einordnung erleichtert. Ein Schriftenverzeichnis des Autors ergänzt die Dissertation. Aus der dargelegten Problemstellung ergeben sich für diese Arbeit folgende Aufgaben.

- 1) Über die Verwendung homogenitätsgeprüfter Zeitreihen täglicher Niederschlagsmessungen sollen raum-zeitliche Umverteilungen des Niederschlages unter den sich bereits geänderten Klimabedingungen für den Freistaat Sachsen untersucht und sich daraus ergebende Konfliktpotenziale abgeleitet werden (Kap. 2.1: Franke *et al.*, 2004).
- 2) Darauf aufbauend soll hier auch der Frage nachgegangen werden, inwieweit eine Berücksichtigung von Niederschlagstrends bei der Definition niederschlagsorientierter Klimaindizes notwendig ist. In diesem Zusammenhang soll für den mitteldeutschen Raum der auf die potenzielle natürliche Vegetation ausgerichtete Klimaquotient nach Ellenberg exemplarisch untersucht werden (Kap. 2.2: Franke und Köstner, 2007).
- 3) Schwerpunkt der Arbeit sollen Untersuchungen zu den Auswirkungen des Klimawandels auf das zeitlich höher aufgelöste Spektrum des regionalen Starkniederschlagverhaltens am Beispiel des Osterzgebirges (Weißeritz-Einzugsgebiet) sein. Mittels einer stationsbezogenen Extremwertstatistik sollen in einem ersten Schritt statistische Starkniederschläge als Funktion der Ereignisdauer (1-24 Stunden) und des Wiederkehrintervalls (5-100 Jahre) unter den aktuellen Klimabedingungen abgeleitet werden. In einem zweiten Schritt sollen auf der Grundlage von Klimamodellergebnissen und unter Verwendung eines Wetterlagenkonzeptes zukünftig mögliche Änderungen im Niveau des zeitlichen Spektrums des lokalen Starkniederschlagverhaltens, unter den bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts zu erwartenden Klimabedingungen, abgeschätzt werden. Der wissenschaftliche Anspruch liegt hierfür in der problemangepassten Modellierung von Skalenübergängen zwischen der lokalen und regionalen Maßstabebene im komplexen Gelände eines Untersuchungsgebietes mit Mittelgebirgscharakter. Mittels der

Verwendung von *Downscaling*- (Kap. 2.3: Franke und Bernhofer, 2009) und *Upscaling*- (Kap. 2.4: Franke *et al.*, 2008) Verfahren sollen die wechselseitigen Transformationen zwischen den beiden Maßstabsebenen erreicht werden.

In den Einführungskapiteln der Publikationen werden weiterführende Informationen zu den jeweiligen Teilaufgaben und deren Zielstellungen ausgeführt. Die erzielten Ergebnisse werden in Kapitel 3 zusammenfassend dargestellt und diskutiert sowie in Kapitel 4 bezüglich ableitbarer Risiken für den Wasserhaushalt unter sich ändernden Klimabedingungen interpretiert.

1.2 Dynamik des Klimas im globalen und regionalen Maßstab

1.2.1 Globales Klima und Ursachen für dessen Änderungen

Das globale Klima ist durch die Strahlungsbilanz derart bestimmt, dass das effektive kurzwellige Strahlungsdargebot von der langwelligen terrestrischen Wärmeabstrahlung ausgeglichen werden muss. Das effektive Strahlungsdargebot (235 W m^{-2}) ergibt sich aus der zeitlich und räumlich integrierten Differenz zwischen solarer Einstrahlung¹ (342 W m^{-2}) und des durch die planetare Albedo reflektierten Anteils (107 W m^{-2} , ca. 31 %) (Abb. 1.2.1-1). Im ausgeglichenen Fall befindet sich das System Erdoberfläche – Erdatmosphäre gegenüber dem interplanetaren Raum in einem Strahlungsgleichgewicht, wobei nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz die terrestrische Strahlungstemperatur am oberen Rand der Atmosphäre $T_{TOA} = 255 \text{ K}$ ($-18 \text{ }^{\circ}\text{C}$) beträgt. Für die von der ICAO festgelegte internationale Standardatmosphäre (Referenz) beträgt die auf Messungen basierende und global gemittelte Temperatur der bodennahen Luft $T_{EOF} = 288 \text{ K}$ ($15 \text{ }^{\circ}\text{C}$, s.a. Kraus, 2004). Nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz bedeutet dies eine von der Erdoberfläche emittierte Wärmeabstrahlung von 390 W m^{-2} (Abb. 1.2.1-1). Die Temperaturdifferenz zwischen T_{EOF} und T_{TOA} von 33 K ist die Folge des natürlichen Treibhauseffektes², der durch anthropogene Einflussnahme verstärkt wird. Ursache für den Treibhauseffekt ist die selektive Transmissivität der Erdatmosphäre. Aus Abbildung 1.2.1-2 geht hervor, dass die Atmosphäre durch die Existenz 3atomiger Spurengase³ atmosphärische Fenster (Transmission) und Absorptionsbanden für Wellenlängenbereiche im langwelligen Infrarot des elektromagnetischen Strahlungsspektrums besitzt. In Wellenlängenbereichen der Atmosphärenfenster wird kaum bzw. keine Wärmestrahlung absorbiert. Dieser direkt in den Weltraum abgestrahlte Anteil beträgt global gemittelt 40 W m^{-2} , d.h. ca. 10 % der langwelligen Wärmeabstrahlung durch die Erdoberfläche. Die restlichen ca. 90 % (350 W m^{-2}) werden durch die Atmosphäre (genauer: troposphärischen Spurengase) absorbiert und davon 324 W m^{-2} (ca. 83 % der

¹ $\frac{1}{4}$ von 1367 W m^{-2} (Solarkonstante lt. WMO); terrestrische Wärmeabstrahlung erfolgt über die gesamte Kugeloberfläche ($4\pi r^2$ mit Erdradius r) während die solare Einstrahlung nur von der Querschnittsfläche der Kugel (d.h. Kreisfläche mit πr^2) aufgefangen werden kann

² physikalisch maximal möglicher Treibhauseffekt: ca. 48 K (Preining, 1989)

³ Anteile am natürlichen Treibhauseffekt: Wasserdampf 60 %, Kohlendioxid 26 %, Methan 2 %, Lachgas 4 %, bodennahes Ozon < 8 %

Wärmeabstrahlung) als atmosphärische Strahlung emittiert (Abb. 1.2.1-1). Dies hat ein höheres Temperaturniveau der Erdoberfläche und der Luft zur Folge.

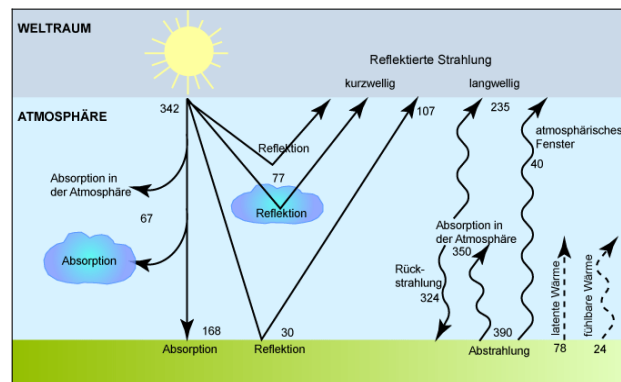


Abb. 1.2.1-1: Der Strahlungshaushalt (W m^{-2}) der Atmosphäre (Quelle: www.hamburger-bildungsserver.de, 2008; nach IPCC, 2001)

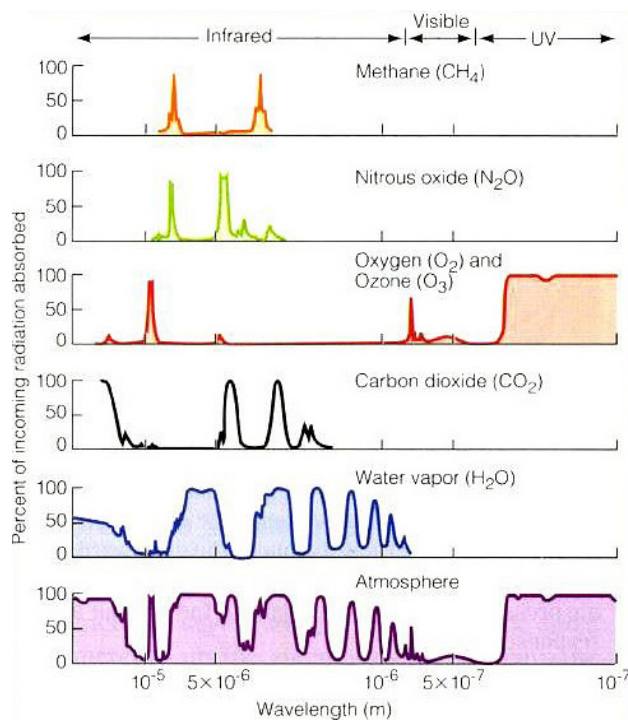


Abb. 1.2.1-2: Absorptionsbanden und atmosphärische Fenster der wichtigsten Spurengase und der Atmosphäre insgesamt für Wellenlängenbereiche (Quelle: www.fe-lexikon.info, 2008)

Einführung

Die Erhaltung des Strahlungsgleichgewichtes zwischen dem Gesamtsystem und dem interplanetaren Raum ergibt sich aus der zeitlich und räumlich integrierten Bilanzierung des Energieumsatzes⁴ zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre. Hierbei wird die Bilanz des Strahlungshaushaltes durch den fühlbaren⁵ und latenten⁶ Wärmestrom ausgeglichen (Gl. 1.2.1-1, Abb. 1.2.1-1). Klimaänderungen ergeben sich als Folge von Variationen im Strahlungshaushalt (Gl. 1.2.1-2) und kommen in der Energiebilanz (Gl. 1.2.1-3) durch Änderungen in den Wärmeströmen zum Ausdruck⁷.

$$198 - 30 - 390 + 324 = 102 = 24 + 78 \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (1.2.1-1)$$

$$R_G - a \cdot R_G - R_E + R_A = R_N \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (1.2.1-2)$$

$$R_N = H + L.E \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (1.2.1-3)$$

R_N	Strahlungsbilanz
R_G	Globalstrahlung (Summe aus direkter und diffuser Sonnenstrahlung)
a	Albedo (Reflexionsvermögen der Erdoberfläche, ca. 15 % von R_G)
R_E	von der Erdoberfläche emittierte Abstrahlung
R_A	atmosphärische Rückstrahlung
H	fühlbarer Wärmestrom
$L.E$	latenter Wärmestrom

Aus den dargestellten Zusammenhängen lassen sich 3 grundsätzliche Ursachen für Klimaänderungen ableiten, wobei die externen Einflüsse auf das terrestrische Klimasystem (1) bzw. die internen Wechselwirkungen (2, 3) generell in unterschiedlichen Zeitskalen (d.h. zeitlich überlagert) ablaufen:

- 1) Änderung der solaren Einstrahlung durch extraterrestrische Einflüsse,

⁴ reduzierte Wärmehaushaltsgleichung, d.h. Bodenwärmestrom, Photosynthese und Metabolismus (Stoffwechsel, Atmung) sind hier vernachlässigbar (Rahmstorf und Schellnhuber, 2006)

⁵ Erwärmung der Luft infolge Wärmeabgabe durch die Erdoberfläche

⁶ Energieäquivalent der Evapotranspiration

⁷ s.a. Gl. 1.2.2-1

- 2) Änderung der planetaren Albedo durch Variationen im Bedeckungsgrad und der Helligkeit der Erdoberfläche,
- 3) Änderung der terrestrischen Wärmeabstrahlung infolge von Variationen in der atmosphärischen Konzentration absorbierender Treibhausgase und Aerosole.

Eine Interpretation von Klimaänderungen basiert auf der Identifikation von skaligen und zeitlich überlagerten Ursachenkomplexen, was auch eine Separierung in natürliche und anthropogen bedingte Anteile bedeutet (Abb. 1.2.1-3, 1.2.1-4). Klimaänderungen können neben deterministischen auch stochastische Anteile haben (Schönwiese, 2003).

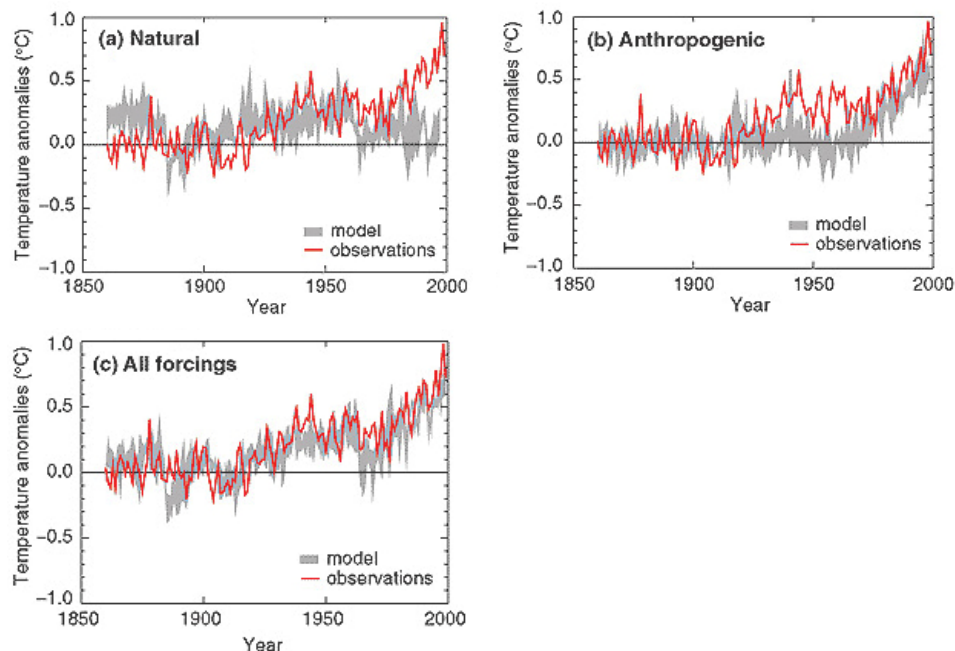


Abb. 1.2.1-3: Vergleich gemessener (rot) und simulierter (grau) Anomalien der globalen bodennahen Jahresmitteltemperatur ($^{\circ}\text{C}$) für 1860-2000, berücksichtigte Simulationsantriebe: a) Sonnen- u. Vulkanaktivitäten, b) Treibhausgase, (Sulfat-) Aerosole, c) Kombination a) und b) (Quelle: IPCC, 2001)

Zur Bewertung natürlicher bzw. anthropogener Antriebsfaktoren für den derzeit stattfindenden globalen Klimawandel werden in Abbildung 1.2.1-4 deren spezifische Strahlungsantriebe⁸ angegeben. Vor dem Hintergrund der genannten Ursachen für Klimaänderungen sind nachfolgend die wichtigsten Antriebsfaktoren näher dargestellt.

⁸ Strahlungsantrieb (SA, engl. *Radiative Forcing*): Maß (W m^{-2}) für den Einfluss eines einzelnen Antriebsfaktors auf Änderungen im atmosphärischen Strahlungshaushalt, positiver SA führt zu einer Erwärmung und negativer SA zu einer Abkühlung der bodennahen Luftschicht (IPCC, 2007b)

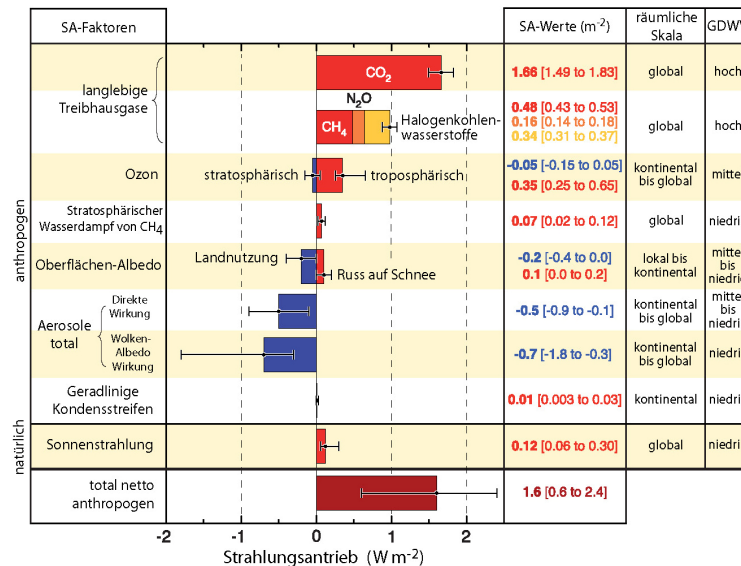


Abb. 1.2.1-4: Schätzungen des global gemittelten Strahlungsantriebes (SA) in (W m⁻²) für das Jahr 2005 (relativ zum Beginn des Industriezeitalters um 1750) für anthropogene und natürliche Antriebsfaktoren und deren Bezug zu Raumskalen (vgl. Tab. 1.2.2-1), GDVV: Grad des wissenschaftlichen Verständnisses (Quelle: IPCC, 2007b)

Natürliche Klimaänderungen sind u.a. die Folge von extraterrestrisch bedingten und periodisch auftretenden Schwankungen der Solarkonstante. Diese beruhen auf Schwankungen in den Parametern der Erdumlaufbahn um die Sonne (Milankovitch-Zyklen) und der Sonnenaktivität (Sonnenfleckenzyklus), wobei diese Zyklen zeitlich überlagert sind.

Die durch einen Sonnenfleckenzyklus⁹ verursachten Schwankungen liegen bei < 1 % und beziehen sich auf einen mittleren Zeitraum von 11 Jahren. Die Andauer dieses Zyklus' variiert zwischen 9 und 13 Jahren.

In den von Berger und Loutre (1997) modifizierten Milankovitch-Zyklen schwankt die Solarkonstante als Folge langfristiger Variationen der Orbitalparameter (Abb. 1.2.1-5):

- Präzession der Erdrotationsachse¹⁰ mit Zyklen von ca. 23.000 Jahren,
- Schiefe der Ekliptik¹¹ mit Zyklen von ca. 41.000 Jahren und
- Exzentrizität der Erdumlaufbahn¹² mit Zyklen von ca. 100.000 Jahren.

⁹ beschreibt die Periodizität in der Häufigkeit der Sonnenflecken als Maß für die Sonnenaktivität

¹⁰ Änderung der Ausrichtung der geneigten Erdschse, ähnlich eines trudelnden Kreisel

¹¹ Neigungsänderung der Erdschse vs. der Erdbahnebene (Ekliptik) zwischen 22,1° u. 24,5°; derzeit 23,5° abnehmend

¹² Abweichung der elliptischen Erdumlaufbahn von der Kreisform zwischen 0,05 % u. 6,07 %; derzeit 1,67 % abnehmend; Perihel nächster Punkt (3. Januar) u. Aphel entferntester Punkt (5. Juli) der elliptischen Erdumlaufbahn zur Sonne

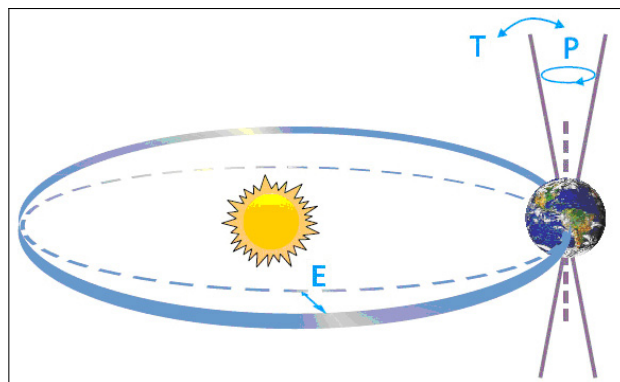


Abb. 1.2.1-5: Schematische Darstellung der Milankovitch-Zyklen, T: Schiefe der Ekliptik, E: Exzentrizität, P: Präzession (Quelle: IPCC, 2007b; nach Rahmstorf und Schellnhuber, 2006)

Insgesamt kann die regionale und jahreszeitliche Verteilung der Sonneneinstrahlung durch die Milankovitch-Zyklen bis zu 10 % variieren, wobei im globalen Jahresmittel nur sehr geringe Variationen (ca. 0,1 % der Solarkonstante) auftreten. Der Einfluss auf die Erwärmung der bodennahen Luftschicht (Strahlungsantrieb) durch Änderungen der Sonneneinstrahlung seit dem Beginn der Industrialisierung um 1750 wird als gering eingeschätzt (Abb. 1.2.1-4). Die langfristigen Schwankungen der terrestrischen Orbitalparameter gelten als Initialisierung für den jüngeren quartären Kalt-Warmzeit-Zyklus (s. Abb. 1.2.1-6), der letztlich über Rückkopplungen im Klimasystem (z.B. Eis-Albedo-Rückkopplung) zustande kommt (Schönwiese, 2003).

Änderungen der planetaren Albedo gegenüber der kurzwelligen Sonneneinstrahlung können natürliche und anthropogen bedingte Ursachen haben, wobei generell eine hohe Klimasensitivität gegenüber der Albedo besteht. Das atmosphärische Reflexionsvermögen (ca. 23 % der Solarkonstante, Abb. 1.2.1-1) wird maßgeblich durch den Bedeckungsgrad¹³ bestimmt. Dieser wird, neben vulkanischen, insbesondere seit Beginn der Industrialisierung, durch anthropogene Aerosolemissionen derart beeinflusst, dass die mit steigendem Gehalt hygroskopischer Aerosole¹⁴ (Kondensationskerne, Eiskeime) zunehmende Bewölkung bzw. deren Dichte einer Erwärmung der bodennahen Luftschicht entgegenwirkt. Neben dieser indirekten Wirkung haben Aerosole, infolge ihrer Reflexionseigenschaft gegenüber kurzwelliger Sonneneinstrahlung, auch einen direkten Einfluss. Beide Effekte führen zu einer Erhöhung des atmosphärischen Reflexionsvermögens, was einen negativen Strahlungsantrieb zur Folge hat (Abb. 1.2.1-4). Das Reflexionsvermögen der Erdoberfläche¹⁵ (ca. 8 % der Solarkonstante, Abb. 1.2.1-1) wird durch deren Helligkeit, d.h. durch die Landnutzung im Allgemeinen, bestimmt. Einen übergeordneten Einfluss hat die Land-Meer-Verteilung, wobei deren natürliche Verschiebungen, infolge der über Jahrtausende ablaufenden

¹³ Wolken-Albedo 45-90 % (Schönwiese, 2003)

¹⁴ infolge industrieller und verkehrsbedingter Verbrennungsrückstände sowie Waldbrände, z.B. Sulfat, Nitrat, Ruß, Staub

Einführung

Kontinentaldrift, hier keine Bedeutung haben. Die mit der globalen Erwärmung zunehmende bodennahe Lufttemperatur hat, global gemittelt, ein Abschmelzen der Schnee- und Eisbedeckung zur Folge. Dies führt, zusammen mit der Akkumulation makroskopischer Aerosole (Luftverunreinigungen, z.B. Ruß) auf verbleibenden Schnee- bzw. Eisflächen, zu einer abnehmenden Albedo. Eine positive Rückkopplung im Klimasystem besteht hier dadurch, dass eine zunehmende Absorption zu einer weiteren Erwärmung führt (Abb. 1.2.1-4). Die anthropogene Einflussnahme auf die Landnutzung ist durch großräumige Flächenumwandlungen, bspw. von Waldflächen in Kulturflächen (u.a. landwirtschaftliche Nutzflächen, Siedlungsflächen) oder einer fortschreitenden Wüstenausbreitung, gekennzeichnet, was, global gemittelt, mit einer allgemeinen Zunahme der Albedo, und damit einer kühlenden Wirkung (negativer Strahlungsantrieb), verbunden ist (Abb. 1.2.1-4). Insgesamt hat die Zunahme der planetaren Albedo seit dem Beginn der Industrialisierung, infolge der anthropogen bedingten Erhöhung des atmosphärischen Aerosolgehaltes und von Landnutzungsänderungen, eine der Erwärmung der bodennahen Luftschicht entgegengesetzte Wirkung. Ein zunehmender Gehalt von Rußpartikeln in der Troposphäre hat durch die Absorptionseigenschaft gegenüber der solaren Einstrahlung eine erwärmende Wirkung zur Folge, wobei Aerosole generell keine Verbindungen zum Treibhauseffekt haben.

Aus Abbildung 1.2.1-4 geht hervor, dass die seit etwa 1750 zunehmende Temperatur der bodennahen Luftschicht (s.a. Abb. 1.2.1-3) sich primär durch die anthropogen bedingte Zunahme klimarelevanter Treibhausgaskonzentrationen in der Atmosphäre erklären lässt. Eingeschlossen sind hier auch Emissionen nicht natürlich vorkommender Spurengase, wie bspw. Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKWs) und Schwefelhexafluorid¹⁶, welche gegenüber Kohlendioxid sehr klimawirksam sind (Tab. 1.2.1-1). Der Hintergrund für die Temperaturzunahme ist eine anthropogene Verstärkung des natürlichen Treibhauseffektes.

Für den Treibhauseffekt nicht relevant, aber von großer Bedeutung für das menschliche Leben, ist, dass die FCKWs das auf natürlichen Prozessen beruhende stratosphärische Gleichgewicht zwischen Ozonbildung und -abbau zu Gunsten des Abbaus zerstören. Dies hat eine zunehmende Exposition des Menschen gegenüber der karzinogenen UV-B Strahlung zur Folge.

Das für den natürlichen Treibhauseffekt wichtigste Spurengas ist der Wasserdampf mit einem Anteil von ca. 60 %. Die indirekte anthropogene Einflussnahme auf den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre wird dadurch deutlich, dass durch die globale Erwärmung mit der Lufttemperatur auch die Verdunstungsrate zunimmt. Eine positive Rückkopplung des Klimasystems würde eine weitere Verstärkung des Treibhauseffektes bedeuten, da weniger Wärmestrahlung in den Weltraum entweichen kann. Weiterhin wäre möglich, dass die zeitlich und räumlich integrierte Erdoberflächentemperatur abnehmen könnte, da durch eine vermehrte Wolkenbildung weniger Sonneneinstrahlung von der Erdoberfläche absorbiert wird (negativer Rückkopplungseffekt). Nach derzeitigem Wissensstand kann davon ausgegangen werden, dass sich beide Effekte in etwa kompensieren.

¹⁵ Albeden (%): Schnee 40-95, Eis u. Wüste 20-45, Grasland u. landwirt. Kulturen 15-30, Siedlungen 15-20, Wald u. Ackerboden 5-20, Wasser 5-10 (kleiner Zenitwinkel) bzw. 50 – 80 (großer Zenitwinkel) (Schönwiese, 2003; Oke, 1987)

¹⁶ Schutz- u. Isoliergas aus der Energietechnik, derzeit klimawirksamstes Treibhausgas

Aufgrund der vergleichsweise hohen atmosphärischen Konzentration gegenüber u.a. Methan, Lachgas, troposphärischem Ozon und den FCKWs¹⁷ hat das Kohlendioxid, trotz deutlich geringerem Treibhauspotenzial, mit ca. 61 % den größten Anteil an der anthropogenen Verstärkung des natürlichen Treibhauseffektes (Tab. 1.2.1-1, Abb. 1.2.1-4). Der atmosphärische CO₂-Anstieg von ca. 37 % während der letzten ca. 250 Jahre ist hauptsächlich durch die Nutzung fossiler Energieträger (Kohle, Erdöl, Erdgas und Holz) zu erklären (IPCC, 2007b), wobei auch die großflächige Abholzung der tropischen Regenwälder eine Konzentrationszunahme zur Folge hat. Seit ca. 350.000 Jahren lag die atmosphärische CO₂-Konzentration unterhalb und in den letzten 10.000 Jahren relativ konstant bei 280 ppmv (Siegenthaler *et al.*, 2005; Abb. 1.2.1-6). Aus ortsbezogenen paläoklimatologischen Rekonstruktionen der atmosphärischen CO₂-Konzentration und der Lufttemperatur wird sichtbar, dass die jeweiligen Änderungen zeitlich korreliert sind (Abb. 1.2.1-6). Hierbei besteht dahingehend ein Unterschied, dass in der vorindustriellen Zeit die CO₂-Konzentration eine Folge der vorherrschenden bodennahen Lufttemperatur war und sich dies mit den anthropogen bedingten CO₂-Emissionen während der Industrialisierung umgekehrt hat. Der gegebene Sachverhalt gilt auch für die Treibhausgase Methan und Lachgas. Bezüglich des Methans bestehen dahingehend positive Rückkopplungen innerhalb des Klimasystems, dass zum einen die Erwärmung der bodennahen Luft im globalen Mittel ein Auftauen von Dauerfrostböden zur Folge hat und zum anderen der ozeanische Feststoff Methanhydrat bei Erwärmung zu Methan und Wasser zerfällt. Somit entstehen zusätzlich potenzielle Emissionsquellen, die zu einer weiteren Erwärmung führen.

¹⁷ FCKWs: Treibgas, Kühl- u. Löschmittel; Methan: aus Viehhaltung, Reisanbau, Mülldeponien; Lachgas: aus künstlichem Stickstoffdünger; troposphärisches Ozon: aus Vorläufersubstanzen (Stickoxide, Kohlenwasserstoffe, Kohlenmonoxid) u. Sonneneinstrahlung (führt ggf. zu Sommersmog)

Tab. 1.2.1-1: Volumenanteile, Verweilzeiten, Emissionen und GWP^{18} atmosphärischer Spurengase sowie deren Anteile am anthropogen verstärkten Treibhauseffekt, 1 Vol% = 10^4 ppmv = 10^7 ppbv (Quellen: WMO, 2008; Gruss und Schüth, 2008; IPCC, 2007b; Schönwiese, 2003; ergänzt)

Spurengas	atmosphärische Volumenanteile			mittlere Verweilzeit	anthropogene(r)		GWP
	prä-industriell (um 1750)	Gegenwart (2007)	Änderung		Treibhaus-effekt (2005)	Treibhausgas-emissionen ¹⁹ (2000)	
Wasserdampf (H ₂ O)	0-4 Vol%		persistent		indirekt		2000
Kohlendioxid (CO ₂)	280 ppmv	383 ppmv	37 %	50-200 a	61 %	71,5 %	1
Methan (CH ₄)	0,7 ppmv	1,79 ppmv	156 %	12 a	15 %	17,4 %	25
Lachgas (N ₂ O)	0,27 ppmv	0,32 ppmv	19 %	114 a	4 %	9,9 %	298
Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKWs)	0	0,1-0,5 ppbv	Konz. abnehmend	≤ 100 a	11 %	0,8 %	≤ 14.800
bodennahes Ozon (O ₃)	10-56 ppbv ²⁰		Konz. steigend	< 0,5 a	< 9 %	k. A.	206
Schwefelhexafluorid (SF ₆)	0	0,005 ppbv	100 %	3200 a	k. A.	0,2 %	22.800

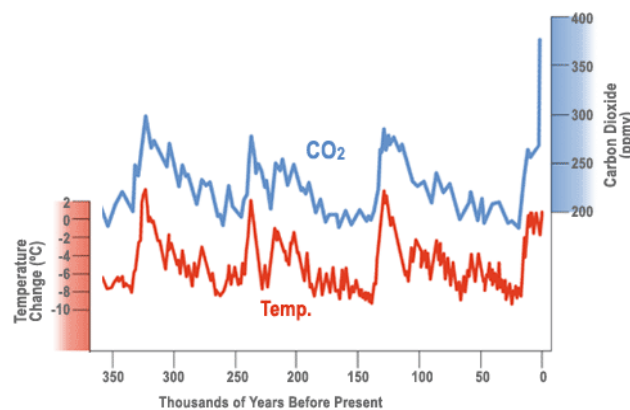


Abb. 1.2.1-6: Paläoklimatologische Rekonstruktion der atmosphärischen CO₂-Konzentration²¹ (ppmv) und korrespondierender Temperaturänderungen (°C) von 350.000 vor Heute bis zur Gegenwart (2005) (Quelle: Rahmstorf und Schellnhuber, 2006; nach Petit *et al.*, 1999)

¹⁸ GWP (dt. relatives Treibhauspotenzial, CO₂-Äquivalent): gibt in Abhängigkeit vom Absorptionsvermögen im Infrarot und der mittleren atmosphärischen Verweilzeit an, wie viel Kilogramm CO₂ 1 kg Treibhausgas hinsichtlich ihrer Treibhauswirksamkeit über 100 Jahre entsprechen (IPCC, 2007b)

¹⁹ s. Abb. 1.2.4.1-2 (links)

²⁰ entspricht 10 % des gesamten atmosphärischen Ozon, räumlich und zeitlich stark variabel

²¹ ab 1958 Messungen am Observatorium Mauna Loa (Hawaii, 3400 m ü. NN) (Datenquelle: NOAA)

Klimaänderungen, d.h. der Übergang zu einem neuen Gleichgewichtszustand, sind durch Änderungen in der Eintrittswahrscheinlichkeit witterungsbedingter Extreme begleitet. Die Ausprägung des Änderungssignals, d.h. Verschiebungen im Mittelwert, Änderungen im Schwankungsverhalten oder eine Überlagerung aus beiden, hat hier differenzierenden Einfluss (Abb. 1.2.1-7). Änderungssignale ergeben sich aus dem Vergleich von Klimazuständen, d.h. von Statistiken der Klimaelemente für definierte Zeitintervalle (z.B. 30jährige Klimanormalperioden), und haben neben einer zeitlichen auch eine räumliche Struktur.

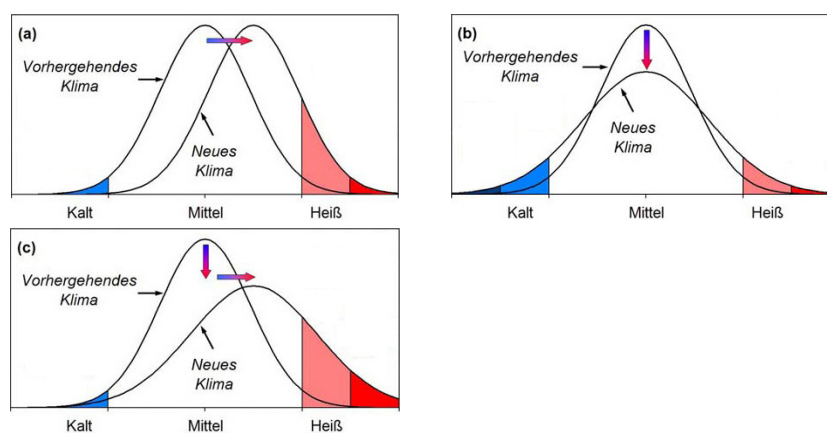


Abb. 1.2.1-7: Schematische Darstellung der Auswirkungen auf die Eintrittswahrscheinlichkeit von Extremwerten der Temperatur bei Änderung der Verteilungsparameter einer Gaußschen Normalverteilung, a) Zunahme des Mittelwertes, b) Zunahme der Streuung, c) Zunahme von Mittelwert und Streuung (Quelle: Hupfer und Börngen, 2004)

1.2.2 Räumliche Skalen

Das Klima eines Ortes entsteht und wird verändert durch das Wirken ortsbezogener „Klimaquellen“ (z.B. Strahlung, s. Gl. 1.2.2-1) sowie durch Advektion von „Klimaeigenschaften“ (z.B. Temperatur). Für die räumliche Differenzierung der Ausprägung des Klimas und seiner Änderungen hat die mit der Absorption von Strahlung durch Materie gesetzmäßig verbundene Temperaturänderung dT eine fundamentale Bedeutung. Für eine nicht ausgeglichene Energiebilanz gilt:

$$dT = \frac{1}{c \cdot m} \cdot dQ_{R_n} \quad (\text{K}) \quad (1.2.2-1)$$

Q_{R_n} Wärmeäquivalent der Strahlungsbilanz (J)

c spezifische Wärmekapazität ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) der Materie

m Masse (kg) der sich erwärmenden ($dQ_{R_n} > 0$) bzw. abkühlenden ($dQ_{R_n} < 0$) Materie

Einführung

Bei gleicher Strahlungs- bzw. Wärmemenge folgt beispielsweise aus der etwa fünfmal höheren spezifischen Wärmekapazität des Wassers ($4190 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) gegenüber dem Gestein ($800 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) eine fünfmal kleinere Temperaturänderung. Dies hat zur Folge, dass die inhomogene Erdoberfläche, neben dem Breitengradabhängigen Einstrahlungswinkel, zu räumlichen Temperaturunterschieden führt. In Abhängigkeit des räumlichen Maßstabs der Klimabetrachtung existieren hier varianzerzeugende Primärfaktoren, wobei letztlich generell die Strahlungsbilanz ausschlaggebend ist (Tab. 1.2.2-1). Im Allgemeinen besteht zwischen der Raumskala und der räumlichen Differenzierung der Ausprägungen des Klimas und seiner Änderungen ein proportionaler Zusammenhang, d.h. eine hohe räumliche Auflösung ist mit einem hohen Differenzierungsgrad verbunden und umgekehrt.

Tab. 1.2.2-1: Varianzerzeugende Primärfaktoren für die Ausprägung des Klimas und seiner Änderungen in Raumskalen nach Orlanski (1975), ergänzt

Raumskala	Makro-		Meso-			Mikro-		
	α	β	α	β	γ	α	β	γ
	global	hemisphärisch ²²	regional			lokal		
Horizontale Größenordnung (km)	10000	2000	200	20	2	0,2	0,02	
Primärfaktoren für die räumliche Differenzierung								

Die räumlichen Temperaturunterschiede stellen aus energetischer Sicht Potenzialunterschiede dar, die als Antrieb der Wärmeleitung in der Natur vom höheren zum niedrigeren Niveau über gerichtete Wärmetransporte ausgeglichen werden. Angetrieben durch temperaturbedingte Luftdruckunterschiede erfolgt der Ausgleich der Temperaturunterschiede in der Atmosphäre über horizontale und vertikale Luftmassenbewegungen. Solche dreidimensionalen Massentransporte existieren auch in Ozeanen. Ozeanische [z.B. Golfstrom (Bissolli, 2006)] und insbesondere atmosphärische [z.B. NAO (Blessing *et al.*, 2005)] Zirkulationssysteme erzeugen Raum-Zeit-Strukturen von Klimaelementen sowie deren Änderungen, letztere dabei über physikalisch begründete Wechselwirkungen zur Erdoberfläche. Somit sind sie Ausdruck der nicht-linearen (auch kurzfristigen) Dynamik im Klimasystem. Als ein zentraler Untersuchungsgegenstand in der dynamischen Klimatologie werden atmosphärische Zirkulationsmuster für makro- β bis meso- α -skalige Raumausschnitte (Tab. 1.2.2-1) nach subjektiven (z.B. n. Hess und Brezowsky, 1969) und objektiven (z.B. n. Bissolli und Dittmann, 2001; Enke *et al.*, 2005; James, 2007) Verfahren klassifiziert.

Das regionale Wettergeschehen wird durch das Auftreten von Wetterlagenklassen und deren jahreszeitlich variierende Witterungscharakteristik bestimmt. Demnach beruhen Änderungen (bzw. die regionalen Auswirkungen des globalen Klimawandels) auf Variationen sowohl in

²² auch kontinental

der Statistik der Klimaelemente je Wetterlagenklasse als auch in der Verteilung der Auftretenshäufigkeit über alle Wetterlagenklassen.

Skalenübergänge, d.h. hier eine Transformation der Klimainformation zwischen horizontalen Raumskalen, bedeuten die Erzeugung bzw. Eliminierung von räumlicher Varianz. Zur Modellierung von Skalensprüngen werden beim Übergang von größeren zu kleineren Raumskalen *Downscaling*-Verfahren (s. Kap. 1.2.4.1, 1.3.3) und umgekehrt *Upscaling*-Verfahren (s. Kap. 1.3.4) verwendet.

1.2.3 Ausgewählte Aspekte der rezenten Klimavariabilität

Im Folgenden werden aktuelle Ergebnisse aus der Erforschung rezenter Klimaänderungen dargestellt. Hierbei besteht ein Bezug zu den Raumskalen makro- α (global), makro- β (Europa) und meso- α (Deutschland). Da Aussagen für Sachsen bzw. Mitteldeutschland Gegenstand der Publikationen in Kapitel 2.1 und 2.2 sind, sei an dieser Stelle auf diese bzw. auf Kapitel 3 verwiesen. Ergänzungen für Ostdeutschland sind in Hupfer (2007) zu finden.

Die für Deutschland räumlich gemittelte Jahresmitteltemperatur hat sich im 20. Jahrhundert um 1 °C erhöht. Über eine Normierung der Trendangaben für die unterschiedlichen Bezugszeiträume auf Dekaden lässt sich der Effekt der Trendverstärkung zum Ende des Jahrhunderts hervorheben. Auf einem niedrigeren Niveau gilt diese zeitliche Entwicklung auch für die global gemittelte bodennahe Lufttemperatur (Tab. 1.2.3-1). Zu erkennen ist hier auch, dass der abschnittsweise linearisierte Temperaturtrend, aufgrund überlagerter Fluktuationen und Jahresanomalien, zeitlich variabel ist. Verwendet man die Deutschland-Zeitreihe ab 1761 bzw. die globale Zeitreihe ab 1850 so werden deren zeitliche Entwicklungen besser durch einen polynomialen, d.h. nicht-linearen, Trend beschrieben (Schönwiese und Janoschitz, 2008a, b).

Tab. 1.2.3-1: Linearer Trend (°C) der flächenhaft gemittelten Jahresmitteltemperatur für Deutschland (Dtl) und die Welt (global) (Quelle: Schönwiese und Janoschitz, 2008a, b)

Zeitraum	Dtl	global	Dtl	global
	(°C)		(°C) pro Dekade	
1901-2000	+1,0	+0,7	+0,1	+0,07
1951-2000	+1,0	+0,65	+0,2	+0,13
1971-2000	+1,0	+0,45	+0,33	+0,18

Im Vergleich zur Temperatur ist der Niederschlag durch eine allgemein hohe raum-zeitliche Heterogenität geprägt. Aufgrund dessen ist seine interannuäre Variabilität gegenüber seinem Trend stärker ausgeprägt, was eine geringere Signifikanz der Niederschlagstrends zur Folge hat. In Abbildung 1.2.3-1 ist, bezüglich des im globalen Maßstab dargestellten Trends, eher eine Umverteilung des Jahresniederschlages im Zeitraum 1951-2000 erkennbar. Für Europa zeigen sich hier Werte um den Trendumkehrpunkt im Intervall $\pm 15\%$ (skaliert).

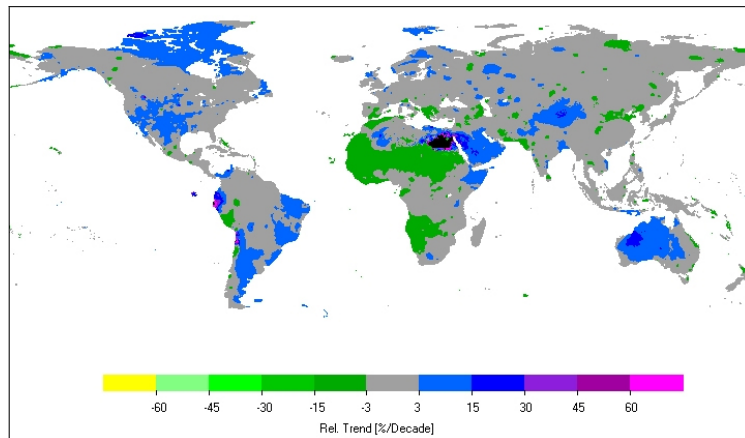


Abb. 1.2.3-1: Linearer Trend des globalen Jahresniederschlags (%) pro Dekade für 1951-2000 (Quelle: Beck *et al.*, 2007)

Mit der Darstellung in der makro- β -Skala lässt sich eine räumliche Struktur der Niederschlagstrends für Europa erkennen (Abb. 1.2.3-2). Im Zeitraum 1951-2000 hat der Jahresniederschlag in den Mittelmeerländern, teilweise über 20 %, abgenommen. Mit Ausnahme kleinerer inselartiger Abnahmebereiche (z.B. Teile Ostdeutschlands) überwiegen ansonsten Zunahmen des Jahresniederschlags mit stellenweise über 20 % (z.B. Nordskandinavien, Südschweden). Aus der Vielzahl von Regionalstudien ist bekannt, dass, trotz keiner bzw. nur schwach ausgeprägter Jahrestrends, Änderungen im innerjährlichen Niederschlagsgeschehen vorliegen können. Dahingehend zeigt sich für die zeitliche Entwicklung des Winterniederschlags während der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts in Europa eine Zweiteilung, welche mit einer Bilddiagonalen (von links unten nach rechts oben) in Abbildung 1.2.3-2 (o. rechts) in etwa gegeben ist. Unterhalb, d.h. in den Mittelmeer- und südosteuropäischen Ländern bis nach Nordosteuropa sind Abnahmen der Winterniederschläge bis zu 60 % (Norditalien, Schwarzmeerregion) festzustellen. Oberhalb zeigen sich, bis auf wenige inselartige Ausnahmen, Zunahmen bis 40 % (z.B. Nordskandinavien, Südschweden). Eine ebenso deutliche Raumstruktur stellt sich für die zeitliche Entwicklung des Sommerniederschlags dahingehend dar, dass von Südwest nach Nordost Bereiche mit alternierendem Vorzeichen aufeinander folgen (Abb. 1.2.3-2, u. links). In dieser Richtung sind bis zur Linie Südsandinavien – Ostsee – Polen – Rumänien überwiegend Niederschlagsabnahmen bis zu 40 %, anschließend (Mittelskandinavien – Baltikum – Schwarzes Meer) überwiegend Zunahmen bis zu 20 % und in Nordskandinavien und dem nordosteuropäischen Teil Russlands wiederum überwiegend Abnahmen festzustellen.

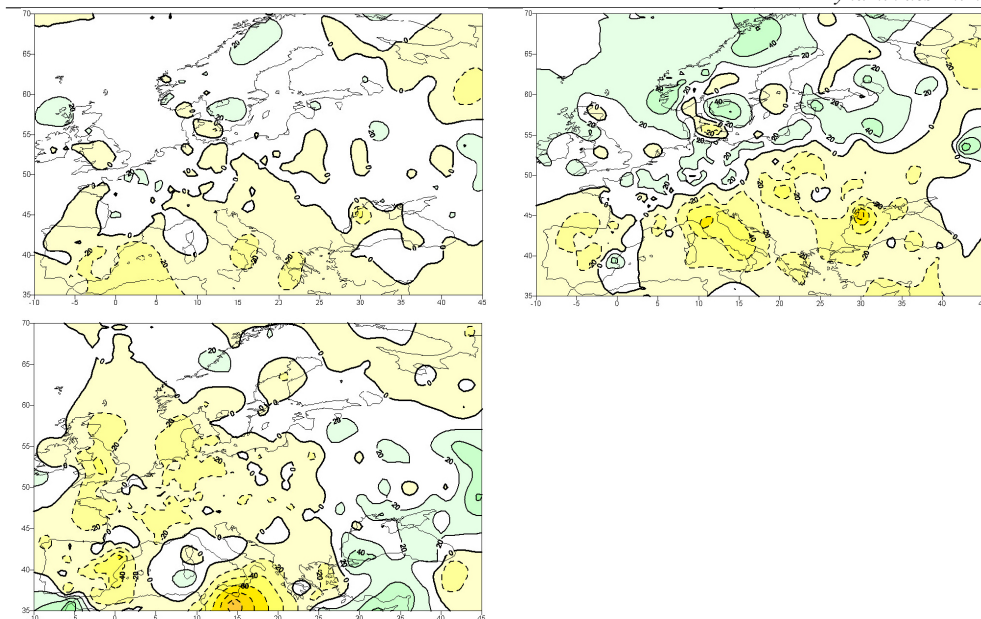


Abb. 1.2.3-2: Linearer Niederschlagstrend (%) in Europa für 1951-2000 im Jahr (oben links), Winter (DJF, oben rechts), Sommer (JJA, unten links), gelb-orange: negativ, weiß-grün: positiv (Quelle: Schönwiese und Janoschitz, 2008b)

Der für Deutschland räumlich gemittelte Niederschlag hat im Verlauf des 20. Jahrhunderts sowohl im Frühjahr, Herbst und insbesondere im Winter als auch im Jahr stetig zugenommen. Demgegenüber hat im Sommer eine Trendumkehr vom negativen zum positiven Vorzeichen während der letzten 30 Jahre stattgefunden (Tab. 1.2.3-2). Es kann angenommen werden, dass hierfür die Überlagerung zweier Effekte, d.h. zunehmende Trockenheit kombiniert mit regional verstärktem Starkniederschlagsgeschehen, ausschlaggebend ist. Vor dem Hintergrund, dass der Bezugsraum im Schwankungsbereich der Kontinentalitätsgrenze liegt, d.h. Übergang des Einflusses von atlantisch (Westdeutschland) zu kontinental (Ostdeutschland) geprägten Luftmassen, können die einfachen Flächenmittel der Niederschlagstrends (Tab. 1.2.3-2) demnach große Streuung aufweisen, was sich in Abbildung 1.2.3-3 andeutet. Für den Zeitraum 1901-2000 sind hier auch die stärksten Gegensätze in der innerjährlichen Entwicklung des Niederschlagsgeschehens in Deutschland dargestellt. Den generellen Zunahmen im Winter, mit bis zu 50 % in der Schwäbischen Alp, stehen mit Ausnahmen die sommerlichen Abnahmen gegenüber. Nuancen in den winterlichen Zunahmen zeigen sich dahingehend, dass diese in Ostdeutschland gegenüber denen in Westdeutschland kleiner sind. Für das Jahr resultiert aus den teilweise gegenläufigen Jahreszeitentrends eine Niederschlagszunahme in Westdeutschland (mit Maxima in Gebirgen und Küstenbereichen) und in Ostsee beeinflussten Bereichen Ostdeutschlands sowie Abnahmen in den restlichen Teilen Ostdeutschlands (Abb. 1.2.3-3). Ein wichtiges Ergebnis aus der Klimadiagnose ist auch, dass die Erwärmung der bodennahen Luft und die Niederschlagszunahme im Winter ihre stärksten Ausprägungen haben. Dies lässt u.a. den Schluss zu, dass der Niederschlag im Winter zunehmend häufiger als Regen fällt.

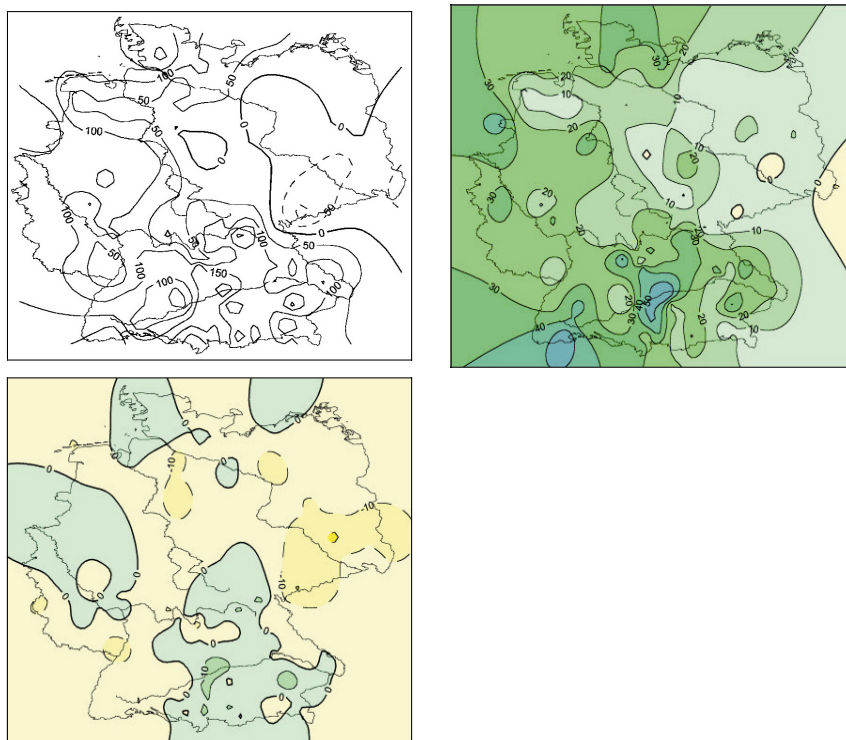


Abb. 1.2.3-3: Linearer Niederschlagstrend in Deutschland für 1901-2000 im Jahr (mm) (oben links), Winter (%) (DJF, oben rechts), Sommer (%) (JJA, unten links), gelb-orange: negativ, grau-grün-blau: positiv (Quelle: Schönwiese und Janoschitz, 2008a)

Tab. 1.2.3-2: Linearer Trend (%) des flächenhaft gemittelten Niederschlages für Deutschland im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA), Herbst (SON), Jahr (Quelle: Schönwiese und Janoschitz, 2008a)

Zeitraum	DJF	MAM	JJA	SON	Jahr	DJF	MAM	JJA	SON	Jahr
	(%)					(%) pro Dekade				
1901-2000	+19	+13	-3	+9	+9	+0,19	+0,13	-0,03	+0,09	+0,09
1951-2000	+19	+14	-16	+18	+6	+3,8	+2,8	-3,2	+3,6	+1,2
1971-2000	+34	+13	+4	+14	+15	+11,3	+4,3	+1,3	+4,6	+5

Für weiterführende Ergebnisse bezüglich der Temperatur- und Niederschlagsentwicklung während der jüngeren Klimavergangenheit, z.B. Jahreszeitentrends und räumliche Trendstrukturen, sei an dieser Stelle auf IPCC (2007b), Beck *et al.* (2007) sowie Schönwiese und Janoschitz (2008a, b) verwiesen.

1.2.4 Projektionen für eine nähere Klimazukunft

1.2.4.1 Überblick zum gegenwärtigen Stand in der Klimamodellierung

Klimamodelle dienen als mathematische Konstrukte einer generalisierten Beschreibung des Klimasystems. Die Darstellungen zukünftig möglicher Klimaänderungen (s. hierzu Giorgi, 2005) im 4. Sachstandsbericht des *IPCC* basieren auf Ensemblemitteln aus transienten Simulationen verschiedener globaler Klimamodelle, die auf einer physikalisch begründeten Simulation komplexer Prozesse im Klimasystem beruhen (s. Salinger, 2005 u. IPCC, 2007b). Als Randbedingung werden den Modellen atmosphärische Konzentrationen klimarelevanter Treibhausgase²³ und Aerosole vorgegeben. Für den Zeitraum 1860-2000 basieren diese auf Messungen und für 2001-2100 auf Ergebnissen biogeochemischer Modelle, die auf der Grundlage von Emissionsszenarien den zeitlichen Verlauf berechnen.

Die im Rahmen des *IPCC*-Prozesses entwickelten Zukunftsszenarien beruhen auf unterschiedlichen Annahmen über den demografischen, gesellschaftlichen, wirtschaftlichen und technologischen Wandel (Abb. 1.2.4.1-1). Eine ausführliche Beschreibung findet sich im *SRES* (IPCC, 2000).

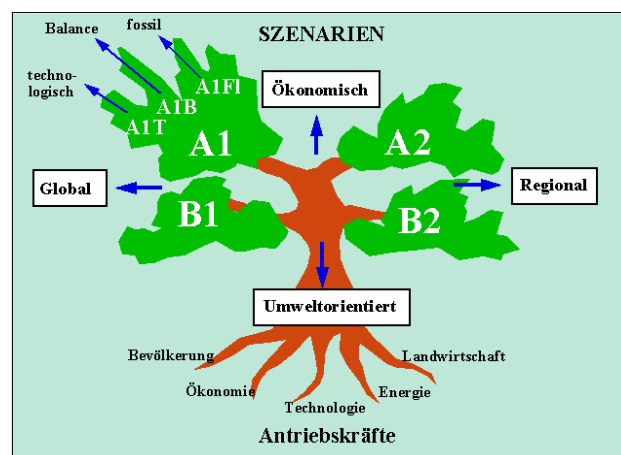


Abb. 1.2.4.1-1: Schema zur Struktur der *IPCC*-Emissionsszenarien (Quelle: www.hamburger-bildungsserver.de, 2008; nach IPCC, 2001)

Den derzeit bevorzugt verwendeten *IPCC*-Emissionsszenarien A2, A1B und B1 liegen folgende sozio-ökonomische Annahmen zugrunde.

Die **Szenarienfamilie A2** beschreibt eine sehr heterogene Welt. Die Grundannahmen sind Autarkie und die Bewahrung lokaler Identitäten. Die Geburtenraten der verschiedenen Regionen nähern sich nur langsam an, was zu einem kontinuierlichen Wachstum der Weltbevölkerung führt. Wirtschaftliches Wachstum ist vor allem

²³ werden als CO₂-Äquivalente angegeben

regional orientiert. Das wirtschaftliche Pro-Kopf-Wachstum und der technologische Wandel verändern sich fragmentierter und langsamer als in anderen Szenarienfamilien.

Die **Szenarienfamilie A1** beschreibt eine zukünftige Welt mit sehr raschem wirtschaftlichem Wachstum, einer Weltbevölkerung, die Mitte des 21. Jahrhunderts zahlenmäßig ihren Höhepunkt erreicht und danach abnimmt, und der raschen Einführung von neuen und effizienteren Technologien. Die wichtigsten Grundannahmen sind die Annäherung der Regionen, der weltweite Aufbau von erforderlichem Know-how und zunehmende kulturelle und soziale Interaktionen, mit einer erheblichen Verminderung der regionalen Differenzen im Pro-Kopf-Einkommen. Die drei A1-Gruppen unterscheiden sich durch ihren jeweiligen technologischen Schwerpunkt: intensive Nutzung fossiler Brennstoffe (A1FI), nicht-fossiler Energiequellen (A1T) oder Ausgeglichenheit über alle Energieträger hinweg (A1B).

Die **Szenarienfamilie B1** beschreibt eine konvergierende Welt mit der gleichen globalen Bevölkerung wie im A1 Szenario, aber mit raschen Veränderungen in den wirtschaftlichen Strukturen hin zu einer Dienstleistungs- und Informationswirtschaft, mit deutlich geringerer Materialintensität und Einführung von emissionsarmen und ressourcenschonenden Technologien. Das Schwergewicht liegt auf globalen Lösungen in Richtung wirtschaftlicher, sozialer und ökologischer Nachhaltigkeit, einschließlich verbesserter Gerechtigkeit aber ohne zusätzliche Klimaschutzinitiativen.

In den Globalmodellen werden neben dem Kohlendioxid (CO₂) auch Methan (CH₄), Lachgas (N₂O) und die wichtigsten Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKWs) sowie das Sulfataerosol (SO₄) berücksichtigt, das in der Atmosphäre durch Oxidation des emittierten Schwefeldioxids (SO₂) entsteht (Abb. 1.2.4.1-2). Zusätzlich werden Messungen bzw. Annahmen über das bodennahe Ozon (O₃) einbezogen.

Wetterextreme können durch Globalmodelle nur in gröberen zeitlichen und räumlichen Skalen, d.h. länger andauernde, großräumigere Ereignisse wie bspw. mehrtägige Starkniederschläge als Auslöser für Flutkatastrophen oder länderübergreifende Hitzewellen, erfasst werden (Gruss und Schüth, 2008). Für häufiger auftretende intensive Temperatur- bzw. Niederschlagsereignisse, z.B. einmal im Jahr, wurden hierfür Indikatoren (s. Abb. 1.2.4.2-6) eingeführt. Demgegenüber sind statistische Aussagen über Trends im Auftreten seltener Jahrhundertereignisse (vergleichbar dem flutauslösenden Niederschlagsereignis vom August 2002 in Sachsen oder der sommerlichen Hitzewelle in Europa mit einhergehender Dürre von 2003) allenfalls über Wahrscheinlichkeitsabschätzungen möglich.

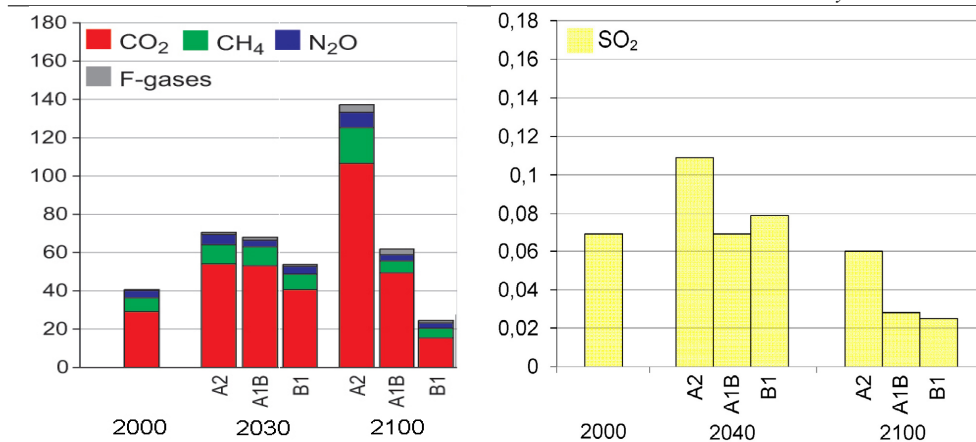


Abb. 1.2.4.1-2: Globale Emissionen (Gt a⁻¹) von Treibhausgasen (CO₂-Äqu., links) und Schwefeldioxid (rechts) für das Jahr 2000 (Messungen) und IPCC-Emissionsszenarien (Quelle: IPCC, 2000, 2007c)

Der deutsche Beitrag zum 4. IPCC-Report besteht aus Simulationen mit dem dreidimensionalen, gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modell ECHAM5/MPI-OM T63L31 des MPI-M (Hamburg). Das Globalmodell enthält die im Rechengitter auflösbaren und nicht-auflösbaren (d.h. parametrisierten) Prozesse, die für den Transport von Impuls, Energie und Wasser (Masse) im terrestrischen System von Bedeutung sind. Das Atmosphären-Landoberflächen-Modell ECHAM5 T63L31 hat eine horizontale Auflösung von 1,87°, was einer äquatorialen Gitterweite von ca. 200 km entspricht. Die vertikale Auflösung umfasst 31 geopotenzielle Höhen (Drucklevels). Eine ausführliche Beschreibung des ECHAM5-Modells liefern Roeckner *et al.* (2003, 2004, 2006). Die Beschreibung einer zeitlichen Veränderung der atmosphärischen Grundvariablen (Prädiktoren) Luftdruck, horizontale Windkomponenten (u , v), Temperatur, spezifische Feuchte für geopotenzielle Höhen (als typische Charakteristika der atmosphärischen Zirkulation) erfolgt über ein gekoppeltes System nicht-linearer partieller Differentialgleichungen. Zu diesem Gleichungssystem gehören Newtons 2. Bewegungsgleichung (Impulserhaltung), Kontinuitätsgleichung (Massenerhaltung), 1. Hauptsatz der Thermodynamik (Energieerhaltung), thermische Zustandsgleichung idealer Gase und die hydrostatische Grundgleichung, welches über numerische (Integrations-) Verfahren näherungsweise gelöst wird. Die räumliche Diskretisierung der Gleichungen ist durch die horizontale Auflösung eines Rechengitters gegeben. Eine Voraussetzung für die numerische Stabilität²⁴ der Lösung des Gleichungssystems ist eine schrittweise Berechnung über kleine Zeitintervalle. In Abhängigkeit des angewendeten numerischen Verfahrens wird die Länge des Zeitschrittes durch das CFL-Kriterium bestimmt. Es besagt, dass ein meteorologisches Signal pro Zeitschritt nicht weiter als eine Gitterweite transportiert werden darf, da das Verfahren sonst instabil wird. Allgemein gilt hierfür eine umgekehrte Proportionalität zwischen Auflösung des Rechengitters und Rechenaufwand. Zur Gewährleistung der numerischen Stabilität benötigt das ECHAM5 T63L31 einen Zeitschritt von 12 min, d.h. 120 Rechenschritten pro Tag (Roeckner *et al.*, 2006). Neben den enormen Rechenzeiten für numerische Klimamodell-Simulationen, mit entsprechend hohem

²⁴ d.h. mit möglichst wenig Oszillationen schnell gegen die richtige Lösung zu konvergieren

Einführung

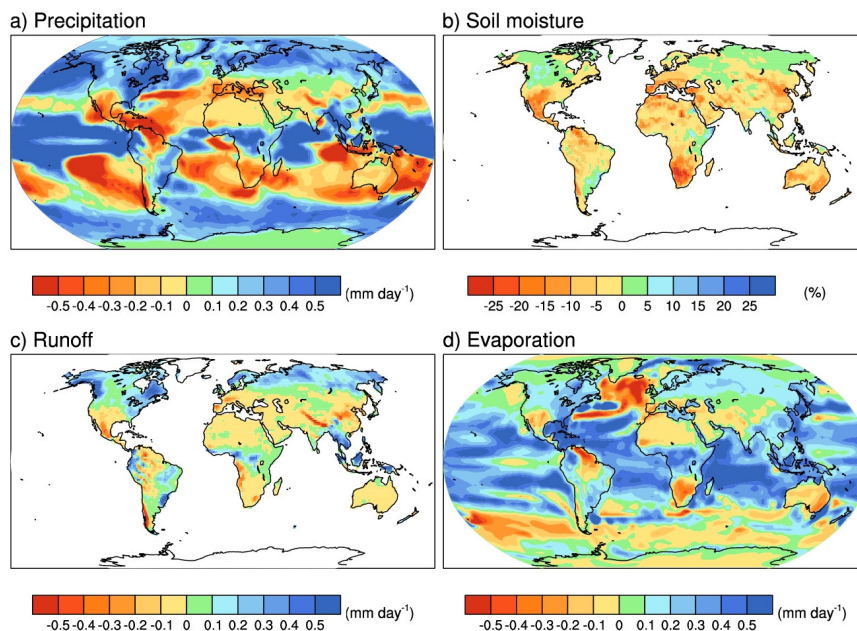
Speicherplatzbedarf, sind auch direkte Vorhersagen, bspw. für den Niederschlag, auch bei hoher horizontaler Auflösung nicht möglich, da Kondensationsprozesse und Tropfenwachstum in der Skala der derzeit rechentechnisch möglichen Gitterweiten nicht auflösbar sind und daher parametrisiert werden müssen. Für die diagnostische Größe Niederschlag (Regen, Schnee) erfolgt dies über den Flüssigwasser- und Eisgehalt von Wolken, wobei Wolkenstrukturen, insbesondere im orografischen Gelände, derzeit noch ungenau erfasst werden (Schönwiese und Trömel, 2006). Neben solchen modellbedingten Ungenauigkeiten bestehen gegenüber der Genauigkeit einer Klimavorhersage auch Unsicherheiten, welche in dem komplexen Aufbau des Klimasystems begründet liegen und als Klimarauschen bekannt sind. Hintergrund sind sich gegenseitig überlagernde Eigenschwingungen in den Komponenten des Klimasystems. Für die Atmosphäre ist eine solche Schwingung das Wetter, welches Ausdruck von Schwankungen (Rauschen) um einen mittleren Zustand ist.

Das Ozean-Modell MPI-OM hat eine räumliche Diskretisierung von $1,5^\circ$ (≈ 160 km), wobei sich die wichtige Rolle des Ozeans im Klimasystem aus seiner Funktion als Speicher- und Transportmedium für Wärme und Stoffe (z.B. Salz, Kohlenstoff und Nährstoffe) ergibt. Im Vergleich zur Atmosphäre besitzt der Ozean eine ungleich größere Wärmespeicherkapazität. Bei der Kopplung beider Komponenten wird insbesondere auf die Stabilität des Klimas und auf solche Phänomene geachtet, die direkt von Kopplungsprozessen abhängig sind. Beispiel hierfür sind die Meereisverteilung oder die El Niño/ La Niña-Oszillationen im tropischen Pazifik (s. Junglaus, 2006).

Für die Einordnung von Modellergebnissen aus dem ECHAM5/MPI-OM T63L31 in das IPCC-Ensemblemittel sind in Abbildung 1.2.4.1-3 die jeweils simulierten Änderungen der Jahresmittel von Wasserhaushaltselementen für die Zeitscheibe 2080-2099 gegenüber 1980-1999, unter Annahme eines A1B Szenarios, exemplarisch dargestellt. Im Allgemeinen kann festgehalten werden, dass bei übereinstimmenden Vorzeichen der lagebezogenen Änderungssignale das ECHAM5/MPI-OM T63L31 beidseitig eher höhere Werte simuliert. Unterschiede zwischen den Wasserhaushaltskomponenten lassen sich jedoch für die lagebezogene Übereinstimmung der Vorzeichen feststellen. Hier sind die Abweichungen vom Ensemblemittel für den Niederschlag und die Evaporation kleiner als für den Bodenfeuchtegehalt bzw. den Oberflächenabfluss. Ein Vergleich der numerischen IPCC-Globalmodelle untereinander wird in Lucarini *et al.* (2007) vorgestellt.

Nach dem derzeitigen Entwicklungsstand lässt sich das Klima mittels der gekoppelten IPCC-Klimamodelle im globalen bis kontinentalen Maßstab (s. Tab. 1.2.2-1) gut reproduzieren. Trotz ihrer vergleichsweise hohen horizontalen Auflösung sind sie jedoch nicht in der Lage, eine ausreichende Informationsdichte über regionale Ausprägungen bzw. Auswirkungen des globalen Klimas und seiner Änderungen, insbesondere im orografisch gegliederten Gelände, zu liefern. Wegen der begrenzten Computerkapazitäten (Rechenzeiten, Speicherplatzbedarf) ist es derzeit nicht möglich, die Klimamodelle mit einer höheren Auflösung rechnen zu lassen.

ECHAM5/MPI-OM



MULTI-MODEL

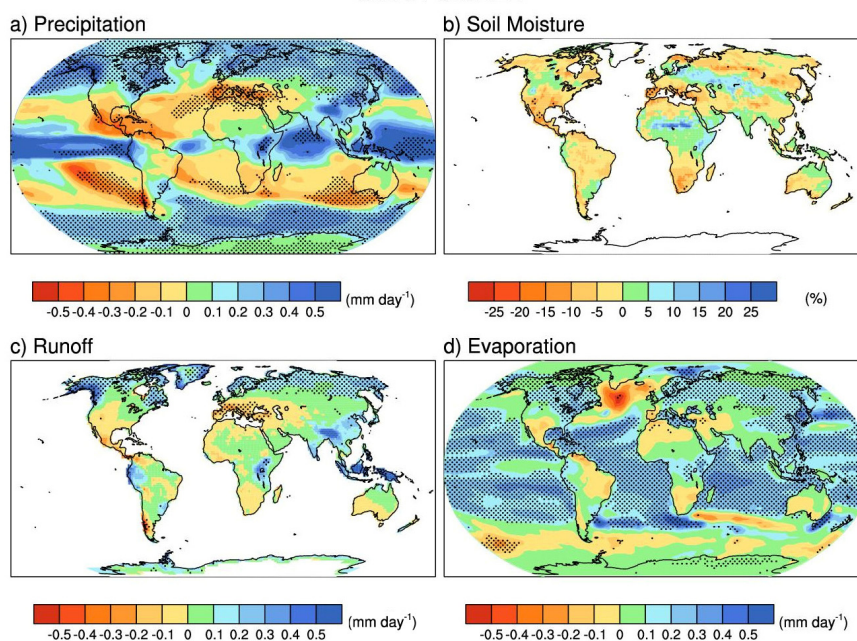


Abb. 1.2.4.1-3: Änderungen der Jahresmittel von Wasserhaushaltskomponenten für 2080-2099 (A1B Szenario) vs. 1980-1999 (Kontrolllauf), oben: ECHAM5/MPI-OM T63L31, unten: IPCC-Ensemblemittel (Punkte: $\geq 80\%$ ige Signalkonsistenz bzgl. des Vorzeichens, b) und c): ≥ 10 Modelle) (Quelle: IPCC, 2007b)

Einführung

Um auf der Grundlage von Klimamodellergebnissen dennoch zu regionalen Aussagen zu gelangen, werden in der Meteorologie *Downscaling*-Verfahren angewendet. Ziel hierbei ist, unter Verwendung von Zusatzinformationen innerhalb der Gitterzellen von Globalmodellen, eine räumliche Varianz zu erzeugen. Dies bedeutet die Modellierung eines Skalensprunges von der größeren zur kleineren Maßstabsebene. Grundsätzlich unterscheidet man zwischen einem dynamischen und einem statistischen *Downscaling* (Hewitson und Crane, 1996).

Bei den dynamischen *Downscaling*-Verfahren wird ein physikalisches Modell (ähnlich oder gleich einem Globalmodell) mit einem höher aufgelösten Rechengitter für ein mesoskaliges Gebiet betrieben. Hierfür dienen die Klimamodellergebnisse als Anfangs- bzw. Randbedingungen (*Nesting*, s. Abb. 1.2.4.1-4). Ziel hierbei ist, die regional relevanten Primärfaktoren Orografie und Landnutzung (s. Tab. 1.2.2-1) räumlich besser aufzulösen, um deren Prozessrelevanz, für bspw. Niederschlagsbildung oder Strahlungsumsatz, an der Erdoberfläche besser berücksichtigen zu können.

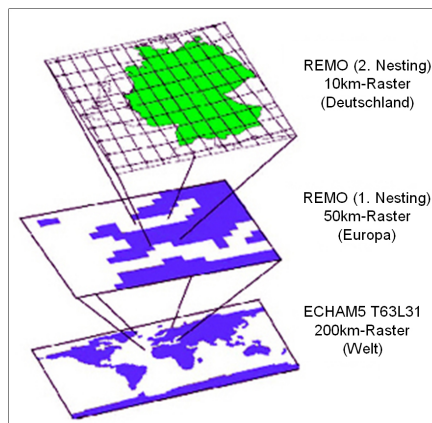


Abb. 1.2.4.1-4: Prinzip des Doppel-*Nesting* am Beispiel des Regionalmodells REMO (Quelle: Arbeitskreis KLIWA, 2008)

Dynamische Mesoskalen-Modelle können in hydrostatische²⁵ und nicht-hydrostatische²⁶ eingeteilt werden. Der hydrostatische Ansatz ist für größere Skalen berechtigt, da hier die horizontalen Beschleunigungen wesentlich größer sind als die vertikalen. Für kleinere Skalen (unterhalb 10 x 10 km) ist diese Annahme nicht mehr gültig. Um bspw. Situationen mit kräftigen frontalen Hebungsprozessen erfassen zu können, benötigt man den nicht-hydrostatischen Ansatz. Als Modellbeispiele dienen für einen hydrostatischen Typ das vom MPI-M (Hamburg) entwickelte Regionalmodell REMO (Jacob, 2001; Jacob *et al.*, 2008) und für einen nicht-hydrostatischen Typ das *Community-Model CLM* (Hollweg *et al.*, 2008; Meteorologische Zeitschrift Vol. 17, 2008, No. 4 (www.mezet.de); <http://clm.gkss.de>). Beide Modelle verfolgen einen doppelt-genesteten Ansatz. Für Europa regionalisiert REMO die

²⁵ vertikale Druckgradientkraft wird durch die Schwerebeschleunigung der Erde ausgeglichen, d.h. Vertikalbeschleunigung eines Luftteilchens = 0

²⁶ nicht-balancierte Druckgradientkraft (d.h. unausgeglichenes vertikales Kräfteverhältnis) sorgt für Vertikalbeschleunigung

transienten Klimamodellergebnisse des ECHAM5/MPI-OM T63L31 für den Zeitraum 1950-2100 auf eine Gitterweite von $0,44^\circ$ (≈ 50 km). Das *CLM* verwendet hier eine Gitterweite von einem sechstel Grad (≈ 18 km) für den Zeitraum 1960-2100. Der Output des ersten *Nesting* wird als Antrieb für den zweiten *Nesting*-Schritt verwendet. Für Mitteleuropa²⁷ verwendet REMO ein Rechengitter mit einer horizontalen Auflösung von $0,088^\circ$ (≈ 10 km, s. Abb. 1.2.4.1-4), wobei das *CLM* für ausgewählte Wettersituationen in Teilgebieten ein Gitter mit $0,0625^\circ$ (≈ 7 km) Auflösung verwendet. Im EU-Projekt *PRUDENCE* (Climate Change Vol. 81, 2007, Sup. 1 (www.springerlink.com)) wurden beide mesoskaligen Modelle bei einer Gegenüberstellung dynamischer Regionalisierungsmodelle berücksichtigt. In Analogie zu den Globalmodellen sind auch hier die enormen Rechenzeiten und der große Speicherplatzbedarf ein wesentlicher Nachteil. Dennoch kann davon ausgegangen werden, dass die dynamischen *Downscaling*-Verfahren zukünftig die meiste Beachtung erhalten, da hier die regionalen Effekte direkt berücksichtigt und physikalisch konsistente meteorologische Felder, sowohl in zeitlicher als auch in räumlich feiner Auflösung, geliefert werden können.

Die Übertragung von Klimamodellergebnissen mittels statistischer *Downscaling*-Verfahren in den regionalen Maßstab basiert auf einem statistischen Zusammenhang zwischen Komposita aus großräumigen meteorologischen Prädiktorenfeldern (Zirkulationsmuster) und lokaler Witterung (gemessene Stationsdaten). Annahme bei der Analogmethode ist, dass dieser Zusammenhang in einer Klimaänderung erhalten bleibt. Das Prinzip der Analogmethode besteht darin, dass den Komposita aus Globalmodell-Simulationen die jeweils ähnlichsten aus der Vergangenheit (z.B. aus ERA40-Re-Analysen, Uppala *et al.*, 2005) zugeordnet und somit eine Witterungscharakteristik im Zeitschritt (z.B. Tag, Monat nach Jahreszeiten) zugewiesen werden kann. Daraus folgt, dass sowohl räumlich als auch physikalisch konsistente, stationsbezogene Zeitreihen erhalten werden, da hier reale Beobachtungen verwendet werden. Es muss aber darauf hingewiesen werden, dass bei dieser Methode nur in der Vergangenheit beobachtete Witterungen als mögliche Realisierungen zur Verfügung stehen und somit keine neuen Ausprägungen der Witterung erzeugt werden können. Änderungen in den Witterungsextrema bedeuten demnach nur deren geänderte Auftretenshäufigkeit, wobei die Größenordnung der Ausprägung hier unverändert bleibt. Eine regionale Klimaänderung setzt sich beim statistischen *Downscaling* aus dynamischen Signalen, z.B. geänderte Häufigkeitsverteilung von Wetterlagen, und thermodynamischen Signalen, wie eine Änderung der Luftmasseneigenschaften (Temperatur, Feuchtigkeit), zusammen. Generell ist der statistische Zusammenhang zwischen den großräumigen Prädiktorenfeldern und der lokalen Witterung auf Monatsbasis besser gegeben als auf Tagesbasis. Bewährte Verfahren auf Monatsbasis sind die multiple lineare Regression und kanonische Korrelationsanalyse (Matulla *et al.*, 2003), wobei durch das Nachschalten von Wettergeneratoren Zeitreihen auf Tagesbasis aus diesen Monatsszenarien generiert werden können. Bei der statistischen Regionalisierung auf Tagesbasis finden Verfahren, die auf der Verwendung von Wetterlagenklassifikationen (s. Kap. 1.2.2) basieren, weite Verbreitung. Um nicht nur das dynamische Änderungssignal zu erhalten, werden die thermodynamischen Eigenschaften einer Wetterlage mit einer geeigneten meteorologischen Größe (z.B. Feuchte, Temperatur) skaliert bzw. normiert. Ein typischer Vertreter für ein solches statistisches *Downscaling*-Verfahren ist das von der CEC Potsdam GmbH entwickelte Modell WETTREG (Spekat *et*

²⁷ hier: Deutschland, Österreich, Schweiz und die kompletten Einzugsgebiete des Rheins und der Elbe

al., 2007) und dessen sächsische Anwendung WEREX IV (Spekat *et al.*, 2006). Ein weiteres Beispiel ist das vom PIK entwickelte Regionalisierungsverfahren STAR (Orlowsky *et al.*, 2007). Dieses Modell unterscheidet sich vom Modell WETTREG dahingehend, dass es nicht unmittelbar mit den Ergebnissen des Globalmodells verbunden ist. Anstelle dessen wird eine Trendvorgabe der Temperatur aus den Klimamodellergebnissen abgeleitet und im STAR umgesetzt. Dies erfolgt auf der Grundlage von u.a. Monte-Carlo-Simulationen, Cluster-Analyseverfahren und verschiedenen statistischen Testmethoden, mit denen Witterungsperioden so kombiniert werden, dass der zukünftige Temperaturtrend wiedergegeben wird. Die gleichzeitig mitgeführten anderen meteorologischen Größen (z.B. Niederschlag) erlauben dann eine Aussage zur komplexen Klimaentwicklung.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde unter Verwendung eines Wetterlagenkonzeptes ein statistisches *Downscaling*-Verfahren entwickelt, dass der Abschätzung möglicher Änderungen im zeitlich höher aufgelösten Spektrum des lokalen statistischen Starkniederschlags von Mittelgebirgsstationen für die nahe Klimazukunft dient (s. Kap. 2.3). Für die Skalierung des täglichen Niederschlags im komplexen Gelände des alpinen Hochgebirges wird von Früh *et al.* (2006) ein statistisches *Downscaling* vorgestellt. Im Vergleich zu den dynamischen Regionalmodellen besteht für die statistischen Regionalisierungsverfahren ein wesentlicher Vorteil in den vergleichsweise geringen Rechenzeiten und der Fähigkeit, sich relativ einfach an konkrete Fragestellungen anzupassen.

Seit Beginn 2007 arbeitet der Deutsche Wetterdienst an der Entwicklung eines Verfahrens zur langfristigen Vorhersage der Klimaentwicklung in Deutschland und ihrer Auswirkung auf der regionalen bis lokalen Skala. Dieses Vorhaben läuft innerhalb des Projektes ZWEK. Datengrundlage hierfür bilden die aktuellen Ergebnisse aus den Regionalisierungsverfahren REMO, *CLM*, WETTREG und STAR. Die ersten drei Modelle werden durch den Output des ECHAM5/MPI-OM T63L31 (Lauf 1) unter Annahme eines A1B Szenarios angetrieben. Die Temperaturvorgabe für das Modell STAR wurde aus der Atmosphäre-Erdoberflächen-Modellkomponente ECHAM5 T63L31 abgeleitet²⁸. Für einen qualitativen Vergleich von Modellergebnissen sind in den Abbildungen 1.2.4.1-5 a, b, c simulierte Niederschlagsänderungen in Deutschland für die Zeitscheiben 2021-2050 und 2071-2100 gegenüber 1971-2000, unter Annahme eines A1B Szenarios, dargestellt. Im Allgemeinen lässt sich festhalten, dass die dynamischen Modelle REMO und *CLM* gegen Ende des 21. Jahrhunderts bezüglich der Änderungen des Jahres-, Winter- und Sommerniederschlags eine weitgehende räumliche Signalkonsistenz aufweisen, wobei hier das statistische Modell WETTREG nur für die beiden Jahreszeiteinniederschläge Übereinstimmung anzeigt. Auffällig ist, dass REMO und *CLM* für den Jahresbezug eine zonale und WETTREG eine eher meridional ausgerichtete Trendstruktur zeigen (s.a. Abb. 1.2.4.2-4). Letzteres würde strukturell eine Fortsetzung des bereits für 1901-2000 beobachteten Trends bedeuten (s. Abb. 1.2.3-3, o. links). Im Vergleich sind die räumlichen Trendstrukturen bezogen auf den Zeitraum 2021-2050 insgesamt unterschiedlicher. Für die simulierten Änderungen des Jahres- und Sommerniederschlags findet das *CLM* mit dem Modell WETTREG und für den Winterbezug mit dem Modell REMO gute Übereinstimmung. Für den Jahresniederschlag fällt auf, dass REMO, mit überwiegenden Zunahmen, und STAR, mit überwiegenden Abnahmen, entgegengesetzte Vorzeichen aufweisen, wobei die simulierten Änderungen durch *CLM* bzw. WETTREG innerhalb des Trendumkehrintervalls liegen.

²⁸ unter der Annahme eines linearen Trends der Jahresmitteltemperaturen von 2 °C im Zeitraum 2004-2055

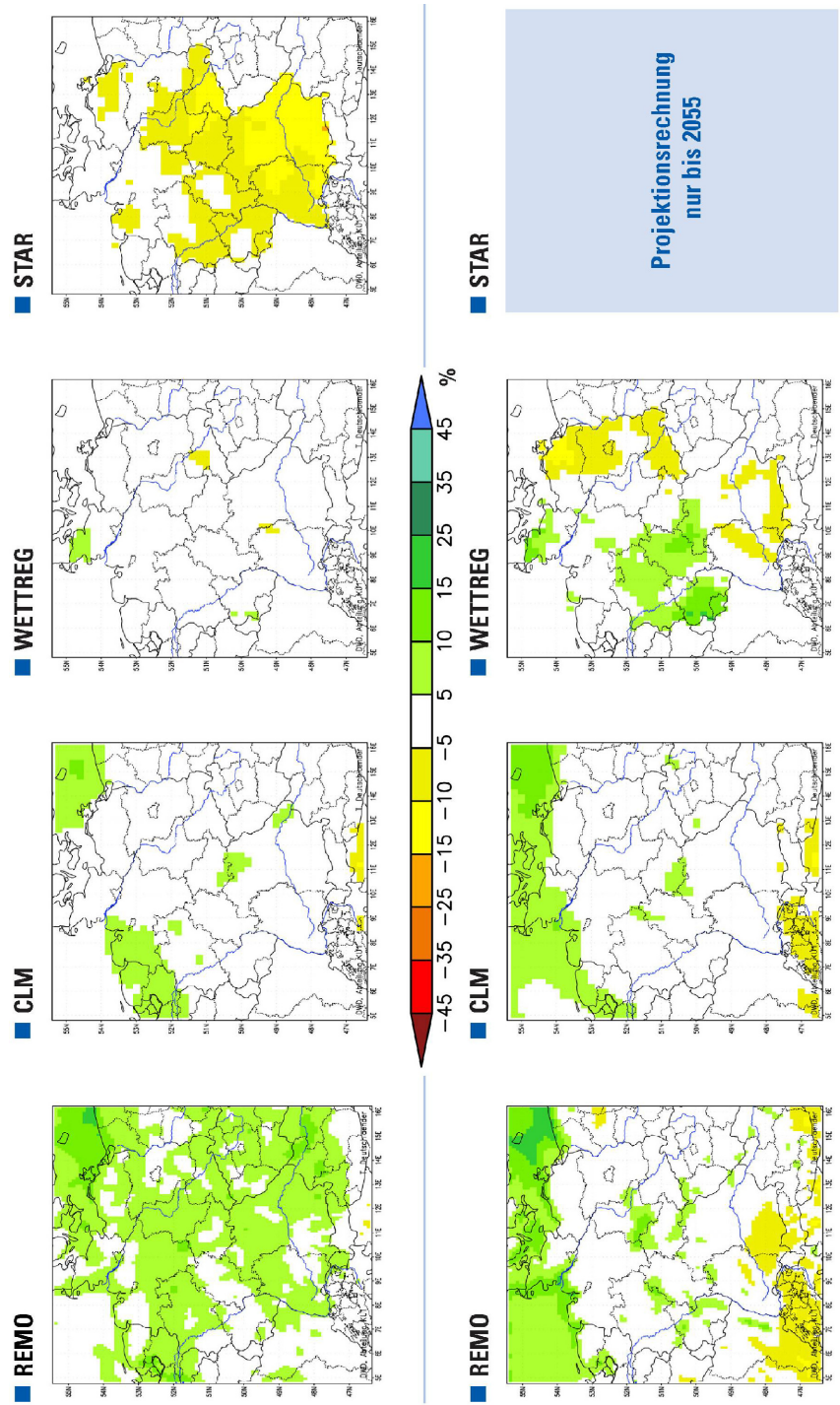


Abb. 1.2.4.1-5a: Modellvergleich anhand simulierter Niederschlagsänderungen (%) im Jahr in Deutschland für 2035 (2021-2050, A1B Szenario, oben) und 2085 (2071-2100, A1B Szenario, unten) vs. 1971-2000 (Kontrolllauf), Modelle: REMO, CLM, WETTREG, STAR (Quelle: Deutscher Wetterdienst, www.dwd.de, 2008)

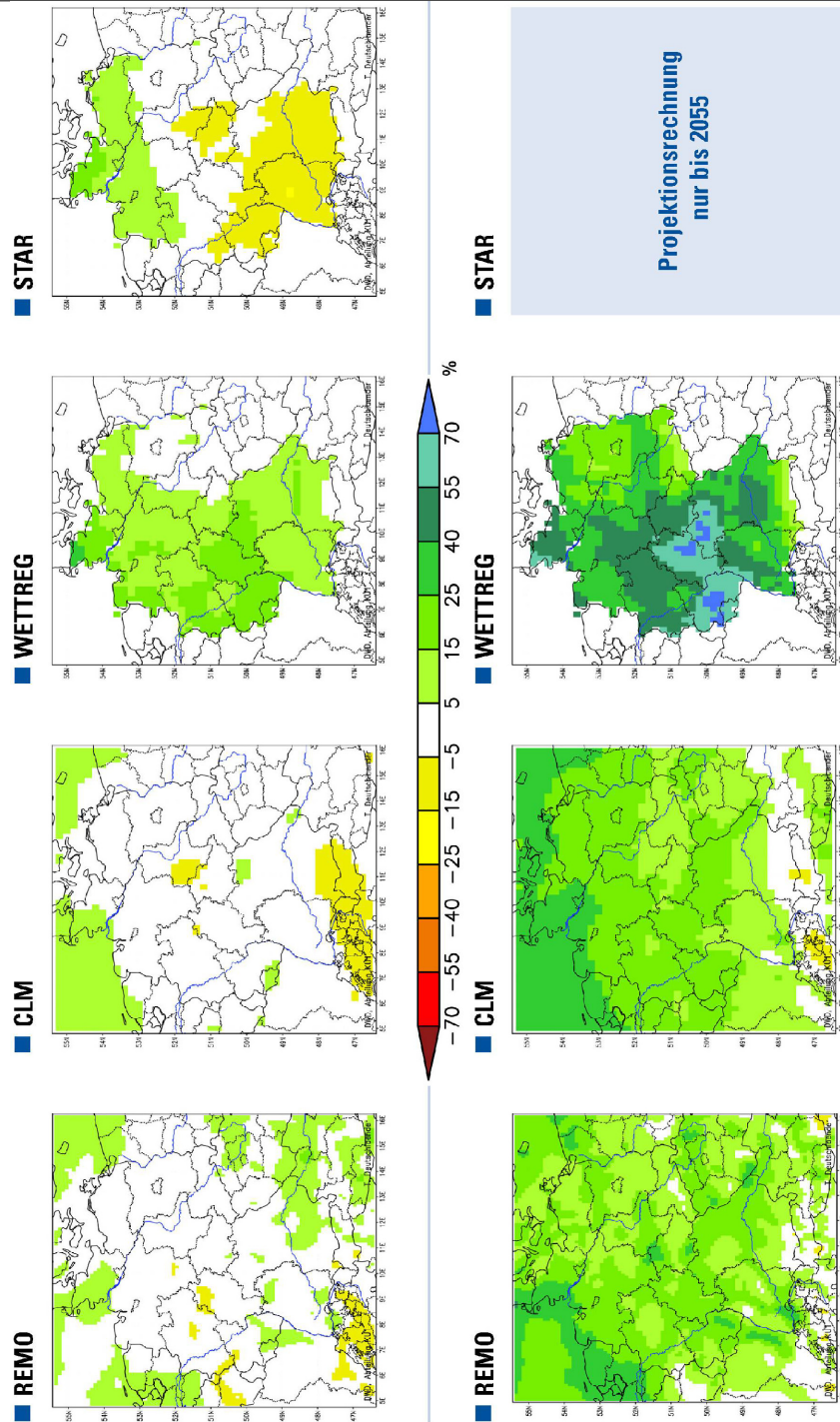


Abb. 1.2.4.1-5b: Modellvergleich anhand simulierter Niederschlagsänderungen (%) im Winter (DJF) in Deutschland für 2035 (2021-2050, AIB Szenario, oben) und 2085 (2071-2100, AIB Szenario, unten) vs. 1971-2000 (Kontrolllauf), Modelle: REMO, CLM, WETTREG, STAR (Quelle: Deutscher Wetterdienst, www.dwd.de, 2008)

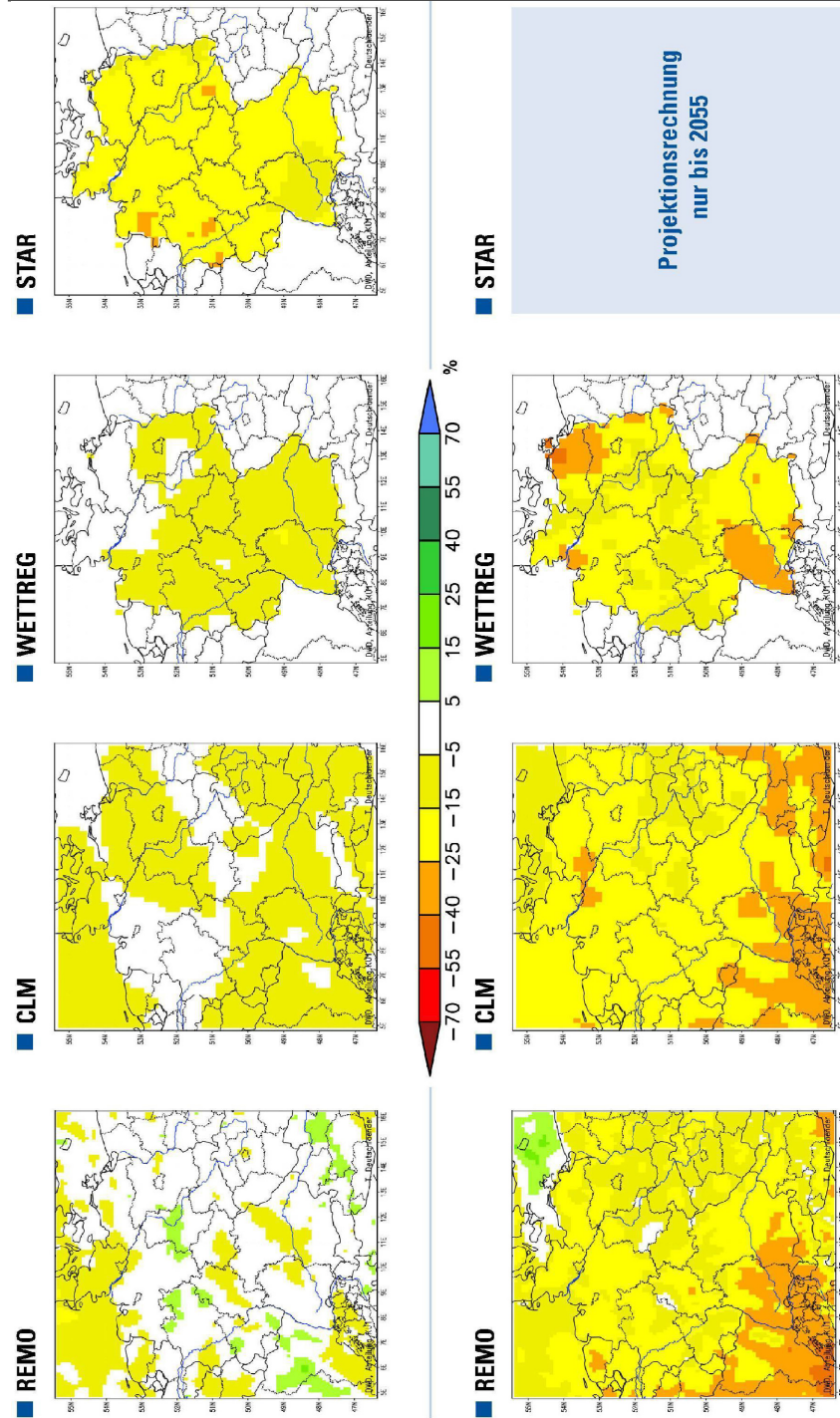


Abb. 1.2.4.1-5c: Modellvergleich anhand simulierter Niederschlagsänderungen (%) im Sommer (JJA) in Deutschland für 2035 (2021-2050, A1B Szenario, oben) und 2085 (2071-2100, A1B Szenario, unten) vs. 1971-2000 (Kontrolllauf), Modelle: REMO, CLM, WETTREG, STAR (Quelle: Deutscher Wetterdienst, www.dwd.de, 2008)

1.2.4.2 Ausgewählte Ergebnisse aus der Klimamodellierung

Die aktuellen *IPCC*-Ensemblesimulationen zeigen, dass sich die bereits im 20. Jahrhundert stattgefunden global gemittelte Erwärmung der bodennahen Luft bis zum Ende des 21. Jahrhunderts kontinuierlich fortsetzt (Abb. 1.2.4.2-1). Über alle *IPCC*-Emissionsszenarien realisiert sich diese Erwärmung in einem Unsicherheitsbereich von 1,1–6,4 °C. Anhand der Tabelle 1.2.4.2-1 lassen sich die derzeit als relevant angenommenen Szenarien A2, A1B und B1 einordnen. Im Ergebnis der *IPCC*-Simulationen wurden auch Wahrscheinlichkeitsbereiche bezüglich der Klimasensitivität²⁹ abgeschätzt (Abb. 1.2.4.2-2). Bei einer Verdoppelung der atmosphärischen CO₂-Konzentration gegenüber dem vorindustriellen Niveau simulieren die meisten *IPCC*-Klimamodelle eine Erwärmung um ca. 3 °C. Die Unsicherheit über alle Modelle liegt in diesem Beispiel bei 1,5–4,5 °C. Insgesamt besteht ein Konsens dahingehend, dass die aufgezeigte Temperaturentwicklung alle Maßstabsbereiche durchdringt.

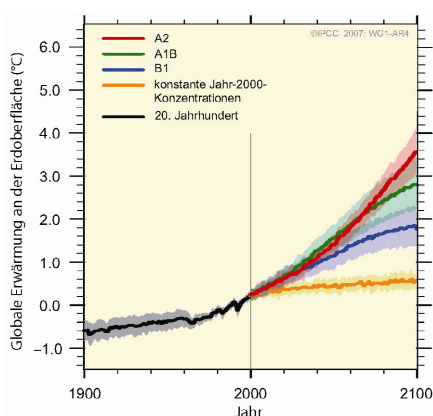


Abb. 1.2.4.2-1: Globale Temperaturanomalien (°C) und deren Unsicherheitsbereiche im 20. und 21. Jahrhundert vs. 1980-1999, *IPCC*-Ensemblemittel (Quelle: IPCC, 2007b)

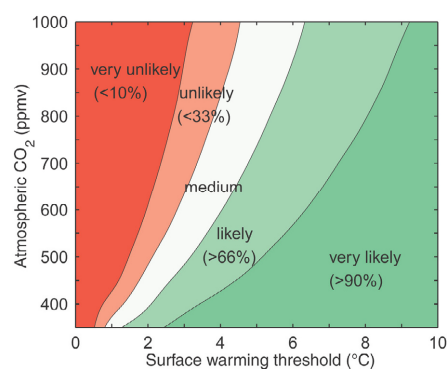


Abb. 1.2.4.2-2³⁰: Wahrscheinlichkeitsbereiche der Klimasensitivität dargestellt als Reaktion der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur auf Änderungen der atmosphärischen CO₂-Konzentration (Quelle: IPCC, 2007b; nach Knutti *et al.*, 2005)

Tab. 1.2.4.2-1: Simulierte Änderungen der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur für 2090-2099 vs. 1980-1999 unter Annahme der *IPCC*-Emissionsszenarien A2, A1B, B1 (Quelle: IPCC, 2007b)

Szenario	A2	A1B	B1
beste Schätzung	3,4 °C	2,8 °C	1,8 °C
Unsicherheitsbereich	2,0 – 5,4 °C	1,7 – 4,4 °C	1,1 – 2,9 °C
Eigenschaft	ungünstig	mittel	moderat

²⁹ Empfindlichkeit des Klimas auf Änderungen in der atmosphärischen CO₂-Konzentration

³⁰ Abbildung ist verständlicher durch Vertauschen der Achsen

Einführung

Unter der Annahme des mittleren A1B Szenarios sind in der Folge schwerpunktmäßig ausgewählte Ergebnisse bezüglich des Niederschlages dargestellt.

Für die im globalen Maßstab dargestellten Änderungen für den Jahresniederschlag ist primär eine sich fortsetzende räumliche Umverteilung aus den *IPCC*-Ensemblesimulationen erkennbar (Abb. 1.2.4.1-3a, unten). Diese vollzieht sich in einem zonalen Muster, wobei die Abnahmebereiche beiderseits des Äquators in den Breitengradintervallen 10 °S bis 50 °S bzw. 10 °N bis 45 °N liegen. Die zonal ausgerichtete Trendstruktur bleibt bei der Umverteilung des Sommer- und Winterniederschlags erhalten (Abb. 1.2.4.2-3). Auffällig ist hier, dass sich der Einflussbereich der sommerlichen Niederschlagsabnahmen auf der Nordhalbkugel bis in etwa zum 60. Breitengrad ausweitet.

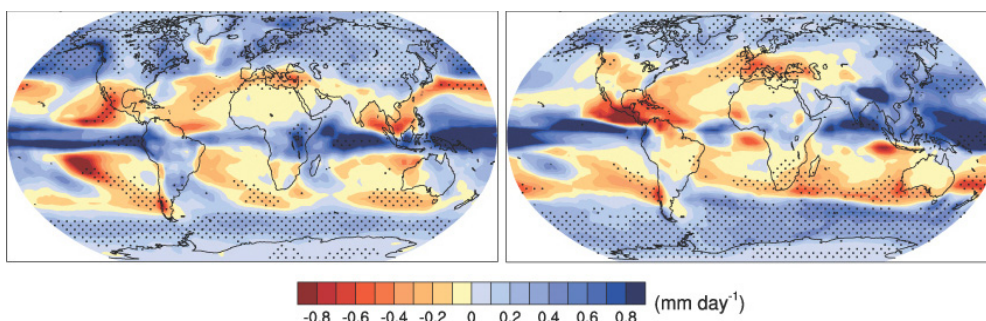


Abb. 1.2.4.2-3: Globale Niederschlagsänderungen (mm d^{-1}) für 2080-2099 (A1B Szenario) vs. 1980-1999 (Kontrolllauf) im Winter (DJF, links) und Sommer (JJA, rechts), *IPCC*-Ensemblemittel (Punkte bedeuten > 90% der Modelle zeigen Signalkonsistenz bzgl. des Vorzeichens) (Quelle: IPCC, 2007b)

Neben dem mit zunehmender Erwärmung steigenden atmosphärischen Verdunstungsanspruch ist das Wasserdargebot eine Regelgröße für die Evaporation. Für das Festland lässt sich demnach ein Muster bzgl. der simulierten Änderungen derart feststellen, dass abnehmende Jahresniederschläge mit einer abnehmenden Evaporation einhergehen und umgekehrt (Abb. 1.2.4.1-3d, unten). In Analogie lässt sich ein solches Muster auch für die Änderungen des Oberflächenabflusses (Abb. 1.2.4.1-3c, unten) und der Bodenfeuchte erkennen, wobei auch in den nördlichsten Breiten des nordhemisphärischen Festlandes eine Austrocknung des Bodens angezeigt wird (Abb. 1.2.4.1-3b, unten).

Mit der Darstellung der simulierten Änderungen für den Niederschlag in der makro- β -Skala lässt sich die Lage der Trendumkehrbereiche und deren innerjährliche Verschiebungen für Europa prägnanter zeigen (Abb. 1.2.4.2-4, oben). Generell bleiben hier die zonalen Raumstrukturen erhalten. Der Trendumkehrbereich liegt im Winter bei ca. 45 °N, wobei unterhalb (d.h. in den Mittelmeerländern) Niederschlagsabnahmen bis zu -20 % und oberhalb Zunahmen bis zu +20 % in Skandinavien möglich sind (Abb. 1.2.4.2-4, o. mittig). Im Sommer zeigt sich wie bereits erwähnt eine nordwärts gerichtete Verschiebung des Abnahmebereiches auf 55 °N bis 60 °N (Südnorwegen), mit Niederschlagsrückgängen bis zu -30 % in den Mittelmeerländern (Abb. 1.2.4.2-4, o. rechts). Aus dem innerjährlichen Trendverhalten resultiert für die simulierten Änderungen der Jahressummen ein Umkehrbereich bei 50 °N (Mitteleuropa), mit maximalen Niederschlagszunahmen von +20 %

in Nordeuropa und Abnahmen von -20 % in Südeuropa (Abb. 1.2.4.2-4, o. links). Die IPCC-Ensemblesimulationen zeigen hier für alle Bezugszeiträume eine hohe räumliche Signalkonsistenz (Abb. 1.2.4.2-4, unten).

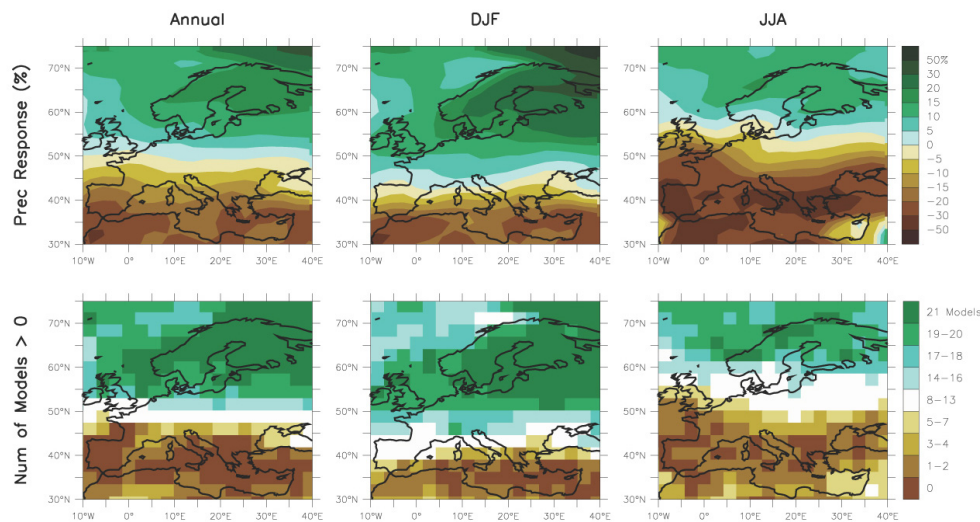


Abb. 1.2.4.2-4: Niederschlagsänderungen (%) in Europa für 2080-2099 (A1B Szenario) vs. 1980-1999 (Kontrolllauf) (oben) und Anzahl der Modelle mit simulierten Niederschlagszunahmen (unten) im Jahr (links), Winter (DJF, Mitte), Sommer (JJA, rechts), IPCC-Ensemblemittel (Quelle: IPCC, 2007b)

Für die zeitliche Entwicklung des Winter- und Sommerniederschlags in Deutschland (meso- α -Skala) besteht bis zum Ende des 21. Jahrhunderts die Tendenz, dass sich die bereits beobachteten und gegensätzlich verlaufenden Trends flächendeckend fortsetzen. Möglich sind hier winterliche Zunahmen bis +50 % (Abb. 1.2.4.1-5b) und sommerliche Niederschlagsabnahmen bis -40 % (Abb. 1.2.4.1-5c). Beide Änderungssignale verstärken sich im Verlauf des 21. Jahrhunderts. Diese innerjährlichen Entwicklungstendenzen sind auch für Sachsen (meso- β -Skala) sehr wahrscheinlich, allerdings in höheren Größenordnungen (Abb. 1.2.4.2-5b, c). Mit einem im Winter zunehmenden Niederschlagsrückgang in Ostsachsen besteht hier eine subskalige Besonderheit. Es kann vermutet werden, dass hierfür eine Zunahme des Einflusses winterlicher Hochdrucklagen mit kontinentaler Kaltluft (z.B. Russisches Kältehoch) ausschlaggebend ist. Weiterhin lässt sich ein West-Ost Gradient für die sommerlichen Niederschlagsabnahmen erkennen. Als Ursache kann hier zum einen der Übergang des Einflusses von atlantisch zu kontinental geprägten Luftmassen mit ihren für diese Jahreszeit typischen Eigenschaften und zum anderen ein dem Gradient folgender räumlicher Trend in der Niederschlagstätigkeit bei relevanten Wetterlagen (z.B. zyklonale Westlage, s. Abb. 3-1) oder eine Überlagerung beider Effekte vermutet werden. Hintergrund dieser Vermutung ist, dass u. a. Sachsen im Lee der Mittelgebirge Harz, Thüringer Wald, Thüringer Schiefergebirge und Fichtelgebirge liegt, was in der zeitlichen Entwicklung zu einer strömungsbedingten Verschärfung räumlicher Disparitäten im Niederschlagsangebot führt. Für die Entwicklung des Jahresniederschlags in Deutschland zeichnet sich die Tendenz

ab, dass sich die innerjährlichen Gegensätze teilweise kompensieren und somit Änderungen im Trendumkehrbereich von ± 5 % ergeben (Abb. 1.2.4.1-5a). In den Mittelgebirgen und Küstenbereichen können eher Zunahmen erwartet werden. Für Sachsen zeichnet sich dahingehend ein Unterschied ab, dass die winterlichen Niederschlagszunahmen von dem sommerlichen Niederschlagsrückgang überkompensiert werden und somit ein negativer Niederschlagstrend in den Jahressummen erwartet werden kann (Abb. 1.2.4.2-5a). Eine solche Entwicklung, kombiniert mit einer dem positiven Temperaturtrend folgenden Zunahme der Verdunstung, führt zwangsläufig zu einem defizitären Wasserhaushalt und hätte weitreichende Folgen für das gesamte Bundesland, wobei in den sächsischen Mittelgebirgen von einer entspannteren Situation ausgegangen werden kann.

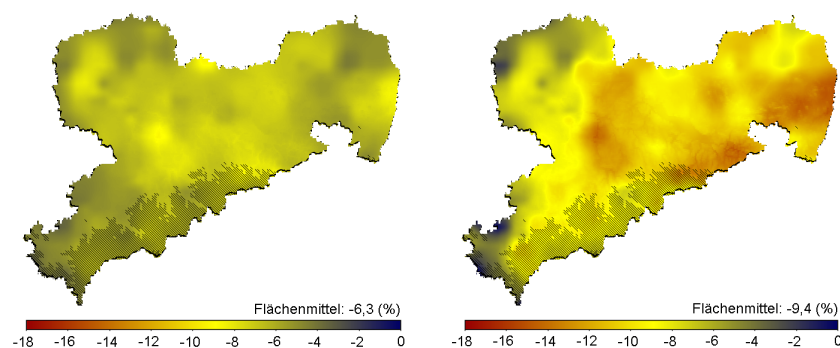


Abb. 1.2.4.2-5a: Niederschlagsänderungen (%) im Jahr in Sachsen für 2035 (2021-2050, A1B Szenario, links) und 2085 (2071-2100, A1B Szenario, rechts) vs. 1971-2000 (Kontrolllauf), Modell: WETTREG für WEREX IV-Stationen, Schraffur: Topografie (Datenquelle: CEC, 2007)

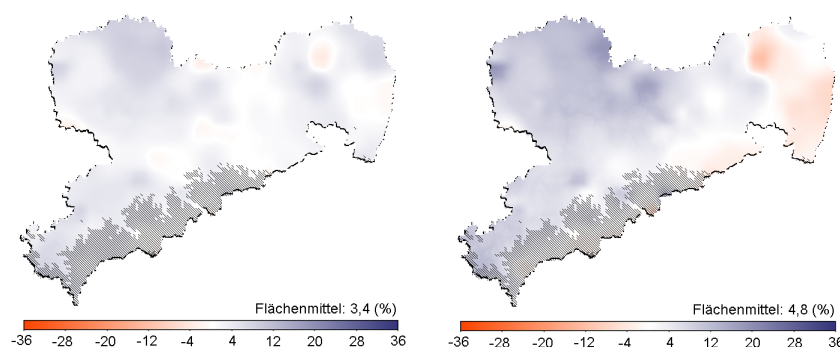


Abb. 1.2.4.2-5b: Niederschlagsänderungen (%) im Winter (DJF) in Sachsen für 2035 (2021-2050, A1B Szenario, links) und 2085 (2071-2100, A1B Szenario, rechts) vs. 1971-2000 (Kontrolllauf), Modell: WETTREG für WEREX IV-Stationen, Schraffur: Topografie (Datenquelle: CEC, 2007)

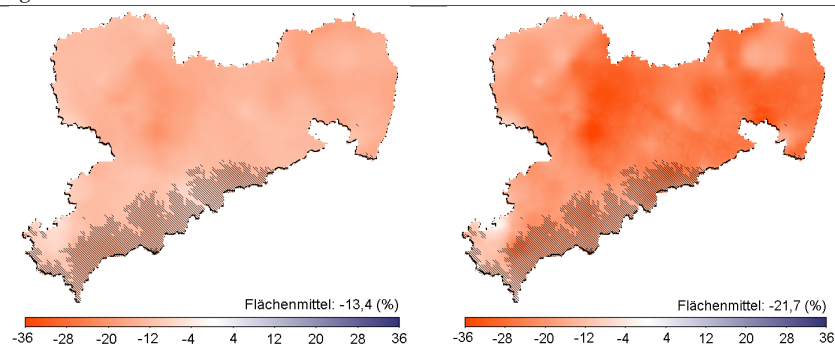


Abb. 1.2.4.2-5c: Niederschlagsänderungen (%) im Sommer (JJA) in Sachsen für 2035 (2021-2050, A1B Szenario, links) und 2085 (2071-2100, A1B Szenario, rechts) vs. 1971-2000 (Kontrolllauf), Modell: WETTREG für WEREX IV-Stationen, Schraffur: Topografie (Datenquelle: CEC, 2007)

Laut IPCC (2007b) sind im Laufe des 21. Jahrhunderts über den meisten Festlandmassen Zunahmen in der Auftretenshäufigkeit von Starkniederschlagsereignissen oder deren Anteil am Gesamtniederschlag mit über 90 % sehr wahrscheinlich, was eine Fortsetzung der beobachteten zeitlichen Entwicklung insbesondere seit der 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts bedeuten würde (IPCC, 2008). Qualitativ kommt dies auch in den simulierten Änderungen eines einfachen Niederschlagsintensitäts-Indexes³¹ zum Ausdruck (Abb. 1.2.4.2-6, links). Diese Zunahmen gehen mit überwiegenden Zunahmen eines einfachen Trockenindex³² einher (Abb. 1.2.4.2-6, rechts). Dies lässt auch im globalen Maßstab eine Schlussfolgerung dahingehend zu, dass die allgemein zunehmende Trockenheit mit zunehmend intensiveren Niederschlagsereignissen kombiniert ist.

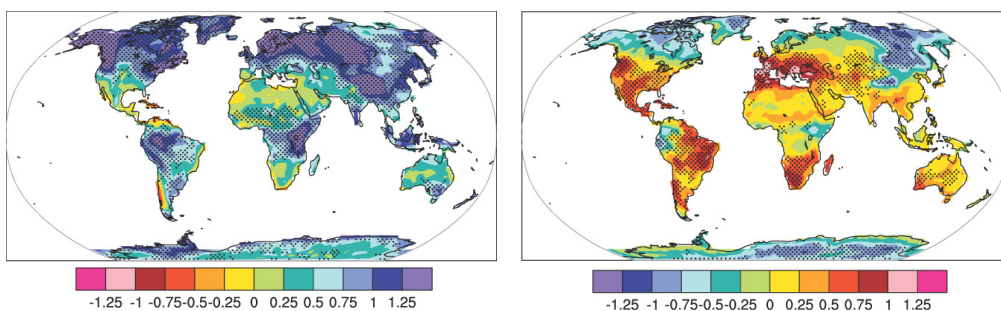


Abb. 1.2.4.2-6: Globale Änderungen des Niederschlagsintensitäts-Indexes (links) und Trockenindex (rechts) für 2080-2099 (A1B Szenario) vs. 1980-1999 (Kontrolllauf), IPCC-Ensemblemittel (Punkte bedeuten ≥ 50 % der Modelle zeigen übereinstimmend Signifikanz); Die simulierten Jahreszeitreihen wurden als Anomalie gegenüber ihrem Mittel 1980-1999 abgebildet und nach einer Trendbereinigung mit ihrer Standardabweichung 1960-2099 normiert. Die gitterboxbezogen gemittelten Änderungen werden somit in der Einheit (Standardabweichung) angegeben. (Quelle: Tebaldi *et al.*, 2006)

³¹ Quotient aus Jahresniederschlagssumme und der Anzahl von Regentagen ($\geq 1 \text{ mm d}^{-1}$) im Jahr

³² jährliches Maximum der Anzahl aufeinander folgender Tage mit einer Niederschlagsmenge $< 1 \text{ mm d}^{-1}$

Für weiterführende Ergebnisse sei an dieser Stelle u.a. auf IPCC (2007b), Jacob *et al.* (2008), Spekat *et al.* (2006, 2007), Hollweg *et al.* (2008), Band 17 (No. 4) der Meteorologischen Zeitschrift (2008) sowie Band 81 (Sup. 1) der Zeitschrift *Climate Change* (2007) verwiesen.

1.3 Berechnung des zeitlichen Niederschlagsspektrums im lokalen und regionalen Maßstab

1.3.1 Homogenitätsprüfung gemessener Niederschlagszeitreihen

Vor ihrer Analyse wurden die in den Publikationen (Kap. 2) verwendeten Zeitreihen täglicher Niederschlagsmessungen einem komplexen Algorithmus zur Homogenitätsprüfung unterzogen. Ziel war hier ein Aufsuchen potenzieller Inhomogenitäten in den Zeitreihen und gegebenenfalls deren Beseitigung.

Inhomogenitäten beziehen sich auf lokale, nicht zur Messgröße gehörende, Einflüsse in Form systematischer Fehler³³, deren Erkennung aus Unterschieden zwischen Zeitreihen nahegelegener Stationen (relative Homogenitätsprüfung) erfolgen kann.

Die Frage nach Homogenität bzw. Inhomogenität steht in enger Beziehung zur Stationarität von Zeitreihen. Stationarität bedeutet hier eine Unabhängigkeit der statistischen Momente von der Länge des messtechnisch erfassten Intervalls. In diesem Zusammenhang wird deutlich, dass, infolge der nur beschränkt möglichen Erfassung des Varianzspektrums, es sich bei der Stationaritäts-Frage um ein allgemein schwer zu bewältigendes Problem handelt. Grund hierfür sind Überlagerungen (Superposition) von Zeitreihenkomponenten. In der Praxis wird man sich demnach mit mehr oder weniger scharf definierter Quasi-Stationarität des Mittel- bzw. Summenwertes, bezogen auf einen Analysezeitraum, abfinden müssen. Diese Betrachtung ist aber unvollständig, da sie die weiteren statistischen Momente (z.B. Varianz) nicht einbezieht (Schönwiese, 2000). Die Ursache von Instationarität klimatologischer Zeitreihen kann nur meteorologischer oder nicht-meteorologischer Herkunft sein. Letzteres bedeutet Inhomogenität(en) in der Zeitreihe. Unterliegen beispielsweise die Zeitreihen zweier Stationen supraskaligen Klimaänderungen (z.B. Sonnenfleckenzyklus, s. Kap. 1.2.1), so kann von Instationarität, aber Homogenität der Zeitreihen, gesprochen werden. In diesem Fall liegt ein langfristiger klimatologischer Trend (s. Rapp, 2000) vor.

Generell treten Inhomogenitätseffekte bei Jahreswerten deutlicher hervor als bei Monats- oder Tageswerten, da in dieser Reihenfolge die Fluktuation in den Zeitreihen zunimmt. Blümel *et al.* (2001) führen einen Beweis, dass durch die Erhöhung der zeitlichen Auflösung keine kleineren Sprünge aufgedeckt werden können. Im Allgemeinen lässt sich formulieren: Was durch zeitliche Verdichtung (d.h. auch kleinere Varianzen) an Testschärfe gewonnen werden kann, geht an der zeitlichen Auflösung der Zeitreihe verloren und umgekehrt. Für eine statistische Homogenitätsprüfung ist eine Verwendung von Mittelwerten bzw. Summen auch dahingehend von Vorteil, dass diese besser normalverteilt und auch statistisch unabhängiger als Einzelwerte sind. Im Prinzip können alle Testverfahren fälschlicherweise Inhomogenitäten anzeigen, wenn die Testvoraussetzungen (z.B. Datenunabhängigkeit oder normalverteilte Daten) nicht gegeben sind (Blümel *et al.*, 2001). In der Praxis werden bei Abweichungen von der Normalverteilung, etwa bei linkssteilen Verteilungen (z.B. Weibull-Verteilung mit unterem Grenzwert: Niederschläge > 0 mm), die Argumente der Zeitreihen logarithmiert, was

³³ z.B. messtechnische Artefakte infolge Stationsverlegung oder Messgerätewechsel, längerfristige Trends durch zeitlich verzögerte Urbanisierungseffekte

ein Aufschließen kleinerer und Zusammenfassen größerer Niederschlagsklassen zur Folge hat.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde für die rechnergestützte statistische Homogenitätsprüfung von Zeitreihen täglicher Niederschlagsmessungen ein Algorithmus verwendet, der auf den Erfahrungen von Herzog und Müller-Westermeier (1998), Schönwiese (2000), Blümel *et al.* (2001) sowie Schönwiese und Janoschitz (2008a, b) beruht (Abb. 1.3.1-1). Das komplexe Prüfverfahren unterteilt sich in vorbereitende Analysen (Fehlwertanalyse und Ausreißer-Test nach Dixon, 1950 zit. in Sachs, 1968), Stationaritäts-Test und relative Homogenitäts-Tests in numerischer und grafischer Form. Die verwendeten Homogenitäts-Tests sind Zweireihen-Tests die auf Vergleichen zwischen der Testreihe und einer homogenen Referenzreihe (Mittel aus maximal 5 benachbarten Stationen) beruhen und gegenüber einer absoluten Homogenitätsprüfung (d.h. Einreihen-Tests) sicherer sind (Schönwiese, 2000). Das Kriterium der Datenpräsenz wurde so definiert, dass maximal 10 % der Jahre eines mindestens 30jährigen Analysezeitraumes in den monatsbezogenen Zeitreihen für Januar bis Dezember jeweils bis 10 % Fehltage haben dürfen. Die Tests zur Feststellung von Stationarität und Homogenität wurden auf 12 aus der Testreihe separierte Zeitreihen mit Monatssummen für Januar bis Dezember und eine zu Jahressummen verdichtete Zeitreihe angewendet. Grund für diese Vorgehensweise war, den hohen Fluktuationen von Tagessummen, welche Inhomogenitäten überdecken können, vorzubeugen. Im Einzelnen fanden Anwendung: der Stationaritäts-Schnelltest³⁴ aus Schönwiese (2000), die numerischen Testverfahren nach Alexandersson (1986), Buishand (1982) und das Abbe'sche Homogenitätskriterium³⁵ (Schönwiese, 2000) sowie die grafischen Testverfahren nach Craddock (1979), Doppelsummenanalyse (Dyck, 1976), Summendifferenzenlinien *SDL* (Dyck und Peschke, 1995) und der Quotientenvergleich *QV* nach Hann (1897). Obwohl *SDL* und *QV* keine Homogenitäts-Tests im üblichen Sinn darstellen, wurden diese aufgrund ihrer Plausibilität als Ergänzung berücksichtigt. *QV* geht davon aus, dass die Quotienten der Niederschlagssummen zwischen benachbarten Orten (d.h. hier zwischen Test- u. Referenzreihe) nur in einem relativ geringen Schwankungsbereich liegen und somit größere Ausreißer auf Inhomogenität(en) hinweisen. Letzteres gilt auch für signifikante Unterschiede im zeitlichen Verlauf der *SDL* für die Test- und Referenzreihe. Die Feststellung von Homogenität bzw. Inhomogenität der Testreihe basiert auf einer subjektiven Bewertung aller Testergebnisse für die separierten Zeitreihen, wobei die Ergebnisse der Jahressummen-Zeitreihe als Entscheidungsunterstützung dienen. Generell wird dem Alexandersson-Test hierbei ein höheres Gewicht zugesprochen, da dieser die Möglichkeit bietet, eine zum Zeitpunkt (d.h. Monat des Jahres, z.B. Januar 1971) erkannte Inhomogenität, über die Berechnung eines Versatzes, zu bereinigen. Eine Homogenisierung der Testreihe bedeutet dann, dass monatsbezogene Versätze als Faktoren auf die zugehörigen Tagessummen ab dem Zeitpunkt der Inhomogenität (Jahr) verrechnet werden.

³⁴ grafisch verwendeter Einreihen-Test für tiefpassgefilterte Zeitreihen (Sonnenfleckenzyklus, d.h. 11 Filtergewichte)

³⁵ Einreihen-Test, d.h. absoluter Homogenitäts-Test

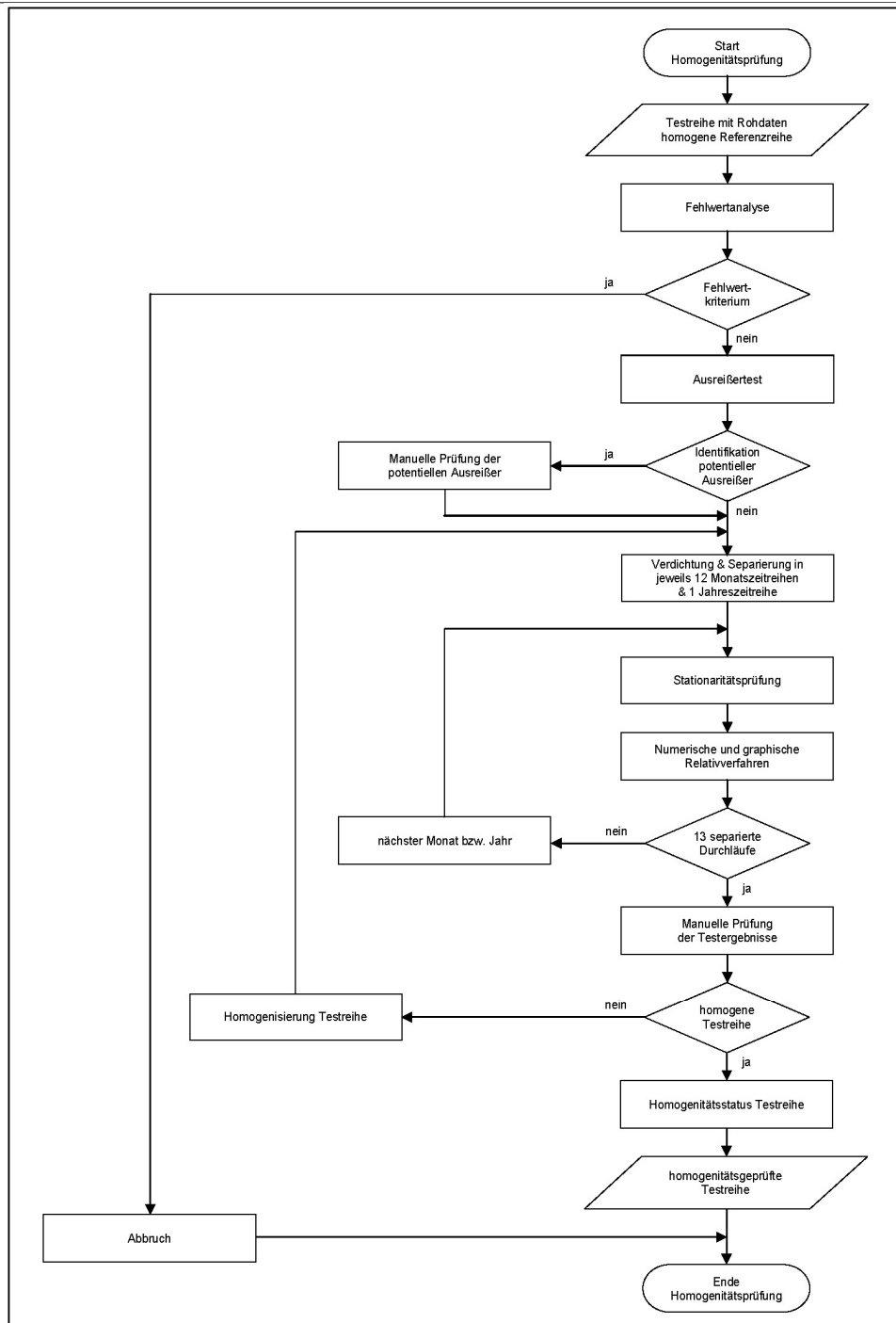


Abb. 1.3.1-1: Fließdiagramm zum Algorithmus der komplexen Homogenitätsprüfung von Zeitreihen täglicher Niederschlagsmessungen

Im Anschluss daran wird der Teil des Prüfalgorithmus lt. Abbildung 1.3.1-1 solange wiederholt durchlaufen, bis keine In-Homogenität(en) mehr identifiziert werden. Generell ist der Homogenitätsstatus der Testreihe nur für den Analysezeitraum gültig.

Eine Homogenisierung täglicher Niederschlagszeitreihen mittels des Alexandersson-Tests hat nur dahingehend Einfluss auf deren statistische Momente, dass diese anhand der (vermutlich) homogenen Referenzreihe eine Korrektur, bezogen auf den Analysezeitraum, erfahren, d.h. die Inhomogenität(en) bereinigt werden. Aus statistischer Sicht sind demnach wasserhaushaltsrelevante Untersuchungen auf Basis homogenisierter Zeitreihen mit Tagessummen zulässig. Im Unterschied dazu ist bei konkretem Datumsbezug ein Verzicht auf solche Zeitreihen meist vorzuziehen.

Bei Fragestellungen mit wasserhaushaltsrelevantem Hintergrund (z.B. s. Kap. 2.2) wurden im Anschluss an die Homogenitätsprüfung, bei gegebener Homogenität, die Zeitreihen täglicher Niederschläge, bezüglich ihres windbedingten Messfehlers nach Richter (1995) und Erbe (2002), korrigiert.

1.3.2 Extremwertstatistische Analyse gemessener Niederschlagszeitreihen

Zur statistischen Beschreibung des stationsbezogenen Starkniederschlaggeschehens wird im Allgemeinen die Extremwertstatistik, welche auf der Annahme von Stationarität beruht, verwendet. Mit den Parametern v (Maßstab), ω (Lage) und λ (Form) fasst die allgemeine Extremwertverteilung (AE) (Gl. 1.3.2-1) alle wesentlichen Extremwertverteilungen zusammen.

$$F(x) = \exp \left[- \left(1 + \frac{\lambda \cdot (x-v)}{\omega} \right)^{-\frac{1}{\lambda}} \right] \quad (1.3.2-1)$$

Für $\lambda > 0$ geht AE in den Frechet-Typ, für $\lambda < 0$ in den Weibull-Typ und für $\lambda = 0$ in die hier weiter verwendete Gumbel-Verteilung (Gl. 1.3.2-2) über (s. Wilks, 2006).

$$F(x) = \exp \left[- \exp \left(- \frac{x-v}{\omega} \right) \right] \quad (1.3.2-2)$$

Durch zweimaliges Logarithmieren und Umstellen erhält man:

$$x(F) = v + \omega \cdot \left[- \ln \left(- \ln(F(x)) \right) \right]. \quad (1.3.2-3)$$

Einführung

Unter der Annahme zeitlicher Stationarität ist die Wahrscheinlichkeitsfunktion $F(x) = 1 - P_{ii}$ und die Überschreitungswahrscheinlichkeit $P_{ii} = 1/\tau$. Daraus ergibt sich $F(x) = (\tau - 1)/\tau$ als Funktion der Wiederkehrzeit τ . Ersetzt man x mit ρ_s und $F(x)$ mit $(\tau - 1)/\tau$ so ergibt sich unter Berücksichtigung von $\ln(1/x) = -\ln(x)$:

$$\rho_s(\tau) = v + \omega \cdot \left[-\ln \left(\ln \left(\frac{\tau}{\tau - 1} \right) \right) \right], \quad \text{für } \tau > 1. \quad (\text{mm}) \quad (1.3.2-4)$$

ρ_s statistischer Starkniederschlag

Diese Gleichung kann unter der Annahme einer Gumbel-Verteilung auf jährliche Serien (d.h. Argumente sind jährliche Maximalniederschläge für $\eta \geq 20$ Jahre) angewendet werden. In dieser Form entspricht die Gleichung (1.3.2-4) der Gleichung (3) in der Publikation in Kapitel 2.3, wobei τ nur für das Eintreten von Jahreshöchstwerten gültig ist. Zur Aufhebung der Beschränkung erhält man durch Einsetzen der Korrekturfunktion (DVWK, 1985):

$$\tau = \frac{-\exp(\tau')}{-\exp(\tau') - 1} \quad (1.3.2-5)$$

in Gleichung (1.3.2-4):

$$\rho_s(\tau') = v + \omega \cdot \ln(\tau'), \quad \text{für } \tau' > 0. \quad (\text{mm}) \quad (1.3.2-6)$$

Eine Verwendung dieser Gleichung auf partielle Serien (d.h. Argumente sind Regenhöhen ρ_κ von $\kappa = 1$ bis $L = e \cdot \eta$ der geordneten Stichprobe, e : Euler-Zahl) erfolgt hier unter der Annahme einer Exponential-Verteilung:

$$F(x) = 1 - \exp\left(-\frac{x-v}{\omega}\right), \quad (1.3.2-7)$$

wobei sich beide in Analogie zu den Gleichungen (1.3.2-2) und (1.3.2-3) ineinander überführen lassen. Die Korrektur wirkt sich nur für Wiederkehrzeiten < 10 Jahre aus, wobei für große τ die Gumbel-Verteilung gegen die Exponential-Verteilung konvergiert (DVWK, 1985).

Zur Schätzung der Parameter ν und ω in Gleichung (1.3.2-6) werden, in Analogie zu Gleichung (1.3.2-4) (s. Kap. 3.1 in Publikation 2.3), geschätzte Wiederkehrzeiten $\hat{\tau}'_{\kappa}$ (engl. *plotting position*) für ρ_{κ} nach Gleichung (1.3.2-8) berechnet (DVWK, 1988).

$$\hat{\tau}'_{\kappa} = \frac{L + 0,2}{\kappa - 0,4} \cdot \frac{\eta}{L} \quad (1.3.2-8)$$

- | | |
|----------|---|
| L | Stichprobenumfang, zwischen $2\eta \leq L \leq 3\eta$, hier $L = e \cdot \eta$ verwendet |
| η | Länge der Messreihe, (a) |
| κ | Laufindex der geordneten Stichprobe |

Die Verteilungsparameter ergeben sich dann durch Anpassung einer Geraden an die Wertepaare $[\ln(\hat{\tau}'_{\kappa}); \rho_{\kappa}]$, analog zu Kapitel 3.1 in Publikation 2.3.

Das in Kapitel 2.3 für das Osterzgebirge untersuchte zeitliche Spektrum des statistischen Starkniederschlags bezieht sich, unter Verwendung der Gumbel-Verteilung, auf das Andauerintervall $1 \text{ h} \leq \delta \leq 24 \text{ h}$ für Wiederkehrzeiten $5 \text{ a} \leq \tau \leq 100 \text{ a}$. Für Deutschland wurden durch den Deutschen Wetterdienst in mehreren Fortführungsstufen stationsbezogene extremwertstatistische Niederschlagsangaben mittels eines Regionalisierungsverfahrens in die Fläche übertragen (Projekt KOSTRA: DVWK, 1991; Bartels *et al.*, 1997, 2005).

Wie bereits erwähnt basiert eine Anwendung der Extremwertstatistik auf der Annahme von Stationarität. Für Regenhöhen mit Wiederkehrzeiten innerhalb des Interpolationsbereiches ($0 < \tau \leq \eta$) ist diese Annahme gesichert. Eine Extrapolation auf $\eta < \tau \leq 3\eta$ wird unter Annahme von Stationarität als statistisch zulässig betrachtet (DVWK, 1991). Demgegenüber sind Extrapolationen von $\tau > 3\eta$ statistisch ungesichert, da hier von zeitlicher Instationarität ausgegangen werden muss. In diesem Zusammenhang ist wichtig, dass das Auftreten von Niederschlag, insbesondere seiner Extreme, physikalisch begründet aber zufällig ist, was eine allgemein hohe raum-zeitliche Heterogenität, insbesondere im komplexen Gelände von (Mittel-) Gebirgen, zur Folge hat. Hierfür zeigt Abbildung 1.3.2-1 beispielhaft die Sensitivität der Extremwertstatistik gegenüber extremeren Einzelereignissen. An der Niederschlagsmessstation Grumbach (EZG Weißeritz) wurde für das Ereignis vom 12. August 2002 eine Regenmenge von 183 mm gemessen. Auf einer 50jährigen (1951-2000) Datengrundlage hat dieses Ereignis eine Wiederkehrzeit von 3500 Jahren, d.h. weit außerhalb des statistisch zulässigen Extrapolationsbereiches von maximal 150 Jahren. Erweitert man die Datenbasis, sodass das Augustereignis einbezogen ist (1951-2002), ergibt sich $\tau = 500$ Jahre, d.h. ein 7facher Unterschied.

Um zu einer für Bemessungsfragen belastbaren und somit räumlich adäquaten Extremwertstatistik zu gelangen, ist der Umgang mit dieser Unsicherheit abzuwägen. Vor

Einführung

dem Hintergrund vergleichbarer Extremereignisse, wie dem vom August 2002 im Osterzgebirge (LfUG, 2004), ist es empfehlenswert, die Statistik auf Basis einer ereignisbereinigten Datengrundlage zu berechnen und bei der Bemessung mit dem ereignisbezogenen Wissen zu kombinieren. Im Allgemeinen wird für Bemessungsfragen, aufgrund von methodisch bedingten Unsicherheiten, die Zuordnung von Wiederkehrzeit-abhängigen Toleranzbereichen³⁶ für statistische Starkniederschlagshöhen empfohlen (Bartels *et al.*, 1997).

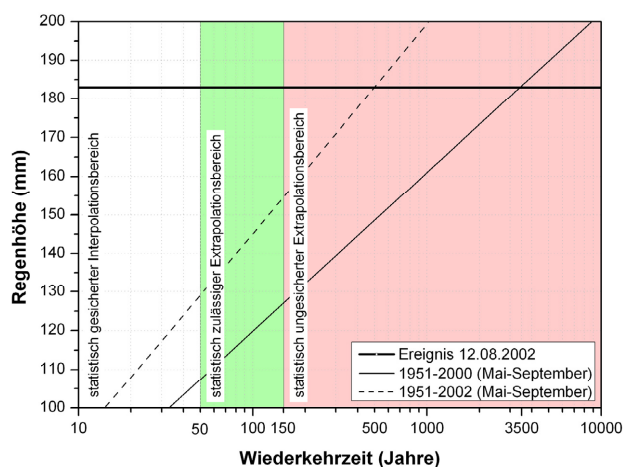


Abb. 1.3.2-1: Darstellung der Sensitivität und Extrapolationsbereiche der Extremwertstatistik für ein statistisches 24h-Starkregenereignis am Beispiel der Station Grumbach (EZG Weißeritz)

In der hydrologischen Praxis werden stationsbezogene Niederschläge zum Gebietsabfluss in Beziehung gesetzt. Dies führt zu der Frage nach einer zulässigen Abschätzung des Gebietsniederschlages durch Extrapolation des Punktniederschlages. Hierbei ist dem Flächeneffekt derart Rechnung zu tragen, dass die räumlich gemittelte Intensität der Niederschlagsereignisse gegenüber Punktniederschlägen mit zunehmender Gebietsgröße abnimmt (DVWK, 1991). In diesem Zusammenhang stellen Abminderungsfaktoren das Verhältnis zwischen Gebiets- und Punktniederschlag dar. Die im Folgenden aufgeführten Abminderungsfaktoren gelten für statistische Niederschläge und sind nicht auf ereignisbezogene Punktniederschläge übertragbar. Demgegenüber ist eine regionale Übertragbarkeit innerhalb Deutschlands für den außeralpinen Raum zulässig (Verworn u. Schmidtke, 2006). Für eine Anwendung in Einzugsgebieten von Mittelgebirgen wird die Verwendung eines gebietsspezifischen Mittelwertes über die stationsbezogenen Niederschlagsangaben empfohlen, um verteilungsrelevante Abhängigkeiten (z.B. Vertikalgradient) zu berücksichtigen. Aus der Untersuchung von Verworn und Schmidtke (2006) geht hervor, dass die Abminderungsfaktoren keine signifikanten Abhängigkeiten zur

³⁶ $\pm 10 \%$ für $0,5 a \leq \tau \leq 5 a$, $\pm 15 \%$ für $5 a < \tau \leq 50 a$, $\pm 20 \%$ für $50 a < \tau \leq 100 a$

Wiederkehrzeit, zur Verwendung partieller oder jährlicher Serien sowie unterschiedlicher Bezugszeiträume (Jahr oder Mai-September) haben. Ohne eine Berücksichtigung der Andauer δ kann der vereinfachte funktionale Zusammenhang zwischen Abminderungsfaktor AMF und Gebietsgröße A (km²):

$$AMF = 1 - 0,04 \cdot \log A \quad (-) \quad (1.3.2-9)$$

als zulässige Näherung verwendet werden (Abb. 1.3.2-2, links). Der Gültigkeitsbereich von Abminderungsfaktoren kann dadurch eingeschränkt werden, da Kurzzeitmiederschläge (d.h. kleinere δ) für große Gebiete nicht relevant sind. Unter Berücksichtigung relevanter Andauerstufen δ können Abminderungsfaktoren aus den Abbildungen 1.3.2-2 und 1.3.2-3 abgelesen werden. Der Gebietsniederschlag ergibt sich durch Multiplikation des Punktniederschlags mit dem Abminderungsfaktor.

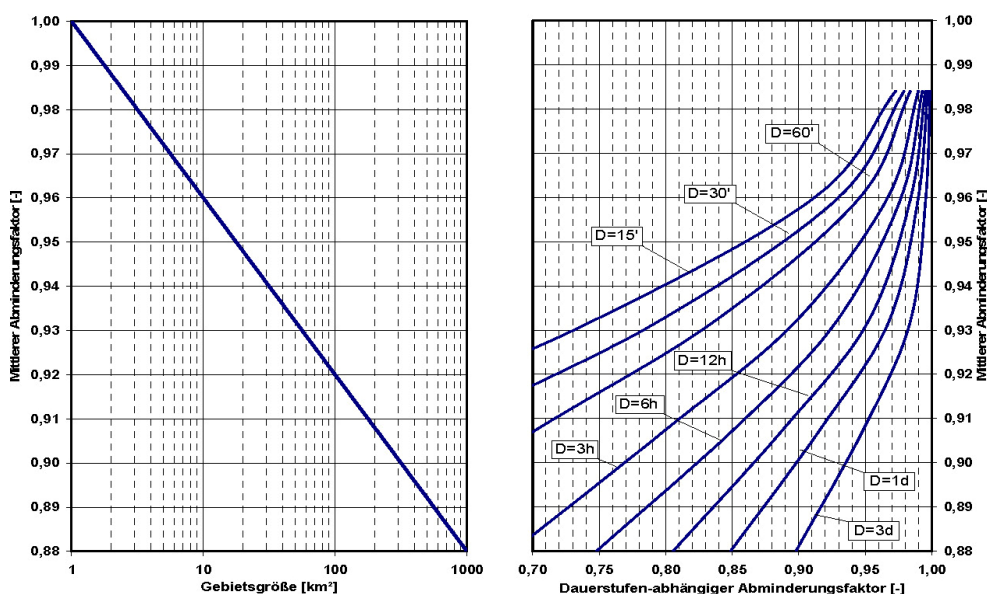


Abb. 1.3.2-2: Nomogramm zur Ermittlung des Abminderungsfaktors aus Gebietsgröße (links) und Andauer (rechts, $D = \delta$) (Quelle: Verworn u. Schmidtke, 2006)

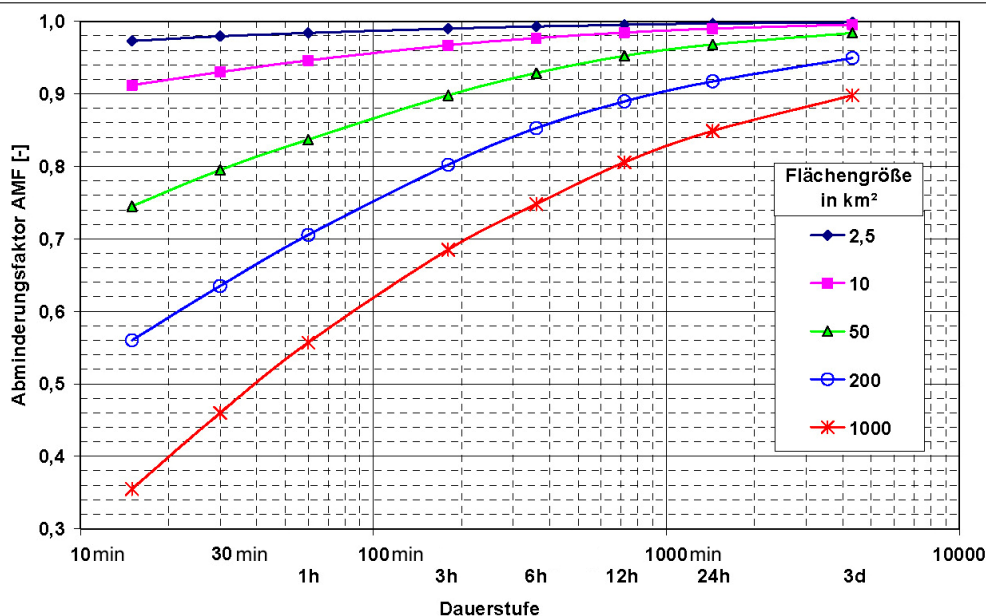


Abb. 1.3.2-3: Abminderungsfaktoren in Abhängigkeit der Dauerstufe für ausgewählte Gebietsgrößen (Quelle: Verworn u. Schmidtke, 2006)

1.3.3 Abschätzung von Änderungen in der Extremwertstatistik für den Niederschlag unter zukünftig möglichen Klimabedingungen

Die Abschätzung zukünftig möglicher Änderungen im Niveau des zeitlich höher aufgelösten Spektrums des statistischen Starkniederschlagsgeschehens erfolgte vor dem Hintergrund, dass die lokalen (Stark-) Niederschlagsverhältnisse von atmosphärischen Zirkulationsmustern (Wetterlagen) und deren jahreszeitlich unterschiedlich ausgeprägten und physikalisch begründeten Wechselbeziehungen zu den lokalen Gegebenheiten (z.B. Topografie) bestimmt werden. In diesem Zusammenhang wurde ein *Downscaling*-Verfahren entwickelt, welches auf einem wetterlagenbasierten multiplen Regressionsmodell beruht. Das Prinzip besteht in der Projektion des statistischen Zusammenhanges zwischen stationsbezogenen Parametern angepasster Extremwertverteilungen und einer Verteilung von regional gültigen Klassen objektiver Wetterlagen auf Zeitscheiben in der näheren Klimazukunft. Änderungen in den Verteilungsparametern werden im Modell aus Änderungen in der Wetterlagenverteilung konstruiert. Die Weiterentwicklung bestand darin, dass mit einer Modellierung des Skalenüberganges von der regionalen in die lokale Maßstabsebene durch die Anwendung eines Wetterlagenkonzeptes auf eine Verwendung synthetischer Zeitreihen für den Niederschlag aus Klimamodellen verzichtet werden konnte. Ausschlaggebend waren hier die modellbedingten Ungenauigkeiten bei der Simulation von Niederschlagszeitreihen, insbesondere in Mittelgebirgen. Das *Downscaling*-Verfahren verwendet den Output des objektivierten Verfahrens zur Wetterlagenklassifizierung nach Enke *et al.* (2005), wobei dieses atmosphärische Prädiktorenfelder aus ERA-40 Re-Analysen (Uppala *et al.*, 2005) und ECHAM5/MPI-OM T63L31-Simulationen (Roeckner *et al.*, 2003) als Eingangsdaten verwendet. Das Klassifikationsverfahren stellt eine vorgeschaltete Skalentransformation vom globalen in den regionalen Maßstab dar.

Für das Einzugsgebiet der Weißeritz (Osterzgebirge) wurden mögliche Änderungssignale für die Zeitscheiben um 2025 (2011-2040) und 2050 (2036-2065) als Änderungen gegenüber dem Referenzzeitraum 1961-2000 berechnet. Das zeitliche Spektrum umfasst die Dauerstufen 1-24 Stunden für Wiederkehrzeiten von 5-100 Jahren, wobei sich die Angaben auf die Vegetationsperiode (Mai-September) beziehen. Angenommen wurden hier die für ein A1B-Szenario zu erwartenden Klimabedingungen.

Der hier angerissene Sachverhalt wird in Publikation 2.3 detailliert ausgeführt.

1.3.4 Berechnung einer räumlichen Niederschlagsverteilung

Die Ableitung einer räumlichen Verteilung für den Niederschlag, welche u.a. für Untersuchungen zum Wasserhaushalt eine essenzielle Fragestellung darstellt, wird in der Praxis über die Anwendung von Radar-gestützten Verfahren aus der Fernerkundung (Römer, 2005), prozessorientierten Simulationen (z.B. Kunz, 2003) oder einer problemangepassten Regionalisierung erreicht. In der Hydrometeorologie wird unter Regionalisierung die Modellierung eines Skalensprunges von der kleineren zur größeren Maßstabsebene (*Upscaling*) verstanden, welcher über die Anwendung von Interpolationsverfahren (z.B. Kriging, s. u.a. Hinterding, 2003 u. Haberlandt, 2007) erreicht wird.

In dieser Arbeit ist eine Transformation von stationsbezogenen Niederschlagsinformationen in den regionalen Maßstab relevant, wobei hier der wissenschaftliche Anspruch in der Berücksichtigung von verteilungsrelevanten Abhängigkeiten im komplexen Gelände von Mittelgebirgen liegt. Die generell hohe räumliche Variabilität des Niederschlages ist hier begründet durch die Abhängigkeit zur Seehöhe (Ausbildung eines Vertikalgradienten) und kleinräumigen Luv- und Leeeffekten. Um den kleinräumigen orografischen Effekt auf den Niederschlag hinreichend zu erfassen, muss der Zusammenhang von Geländegeometrie und atmosphärischen Strömungsverhältnissen bei Niederschlagsereignissen geeignet parametrisiert werden. Geht man hierfür von einem als 3D-Vektor dargestellten Niederschlag aus, welcher sich in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit, Windrichtung und der Fallgeschwindigkeit der Hydrometeore räumlich ändert, so kann die Lösung durch eine Kombination zu den Geländeparametern als ein dynamisch-geometrisches Problem aufgefasst werden. Für das mesoskalige Einzugsgebiet der Weißeritz (Osterzgebirge) wurden hierfür trigonometrische Beziehungen mit einem Digitalen Höhenmodell in einer GIS-Umgebung gekoppelt. Durch die rasterbezogene Kombination des Geländevektors (Neigung, Exposition) mit dem Windvektor konnten der großräumigere Orografieeffekt (Vertikalgradient) und kleinräumige Luv- und Leeeffekte auf den Niederschlag erfasst und quantifiziert werden. Beide Effekte wurden durch eine räumliche Schätzung des hydrologischen bzw. Hangniederschlages abgebildet, wobei die kleinräumigen Luv- und Leeeffekte den großräumigeren Orografieeffekt räumlich modifizieren. Der skizzierte Sachverhalt wird in Publikation 2.4 detailliert ausgeführt.

2 Publikationen

In der Originalschrift der kumulativen Dissertation sind in den Unterkapiteln 2.1 bis 2.4 die zugehörigen wissenschaftlichen Veröffentlichungen beigelegt, die nachfolgend nur genannt werden.

2.1 Statistical Analysis of Regional Climate Trends in Saxony, Germany

Franke J, Goldberg V, Eichelmann U, Freydank E, Bernhofer C (2004): Statistical Analysis of Regional Climate Trends in Saxony, Germany. *Climate Research* **27**, S. 145-150.

2.2 Effects of recent climate trends on the distribution of potential natural vegetation in Central Germany

Franke J, Köstner B (2007): Effects of recent climate trends on the distribution of potential natural vegetation in Central Germany. *International Journal of Biometeorology* **52**, S. 139-147.

2.3 A method for deriving a future temporal spectrum of heavy precipitation on the basis of weather patterns in low mountain ranges

Franke J, Bernhofer C (2009): A method for deriving a future temporal spectrum of heavy precipitation on the basis of weather patterns in low mountain ranges. *Meteorological Applications* (DOI: 10.1002/met.149)

2.4 Application of a trigonometric approach to the regionalization of precipitation for a complex small-scale terrain in a GIS environment

Franke J, Häntzschel J, Goldberg V, Bernhofer C (2008): Application of a trigonometric approach to the regionalization of precipitation for a complex small-scale terrain in a GIS environment. *Meteorological Applications* **15**, S. 483-490.

3 Zusammenfassende Ergebnisse und Diskussion

In diesem Kapitel werden zusammenfassend die wichtigsten Ergebnisse der begutachteten Publikationen aus Kapitel 2 dargestellt. Für weiterführende Aussagen sei an dieser Stelle auf die jeweiligen Ergebniskapitel verwiesen. Der Schwerpunkt hier liegt auf niederschlagsbezogenen Erkenntnissen für Sachsen. Einleitend sei noch erwähnt, dass in der Buchveröffentlichung „Sachsen im Klimawandel – Eine Analyse“ (SMUL, 2008) die aktuellen Klimabedingungen in Sachsen, auch unter dem Aspekt einer rezenten Klimavariabilität, umfassend ausgeführt sind. Auf der Grundlage gemessener Daten werden in diesem Werk die Ergebnisse aus der Erforschung von Klimaänderungen in Sachsen aus den letzten 10 Jahren zusammengefasst.

Gemäß dem allgemeinen Erwärmungstrend hat auch in Sachsen die Jahresmitteltemperatur zugenommen, wobei der Winter während der vergangenen 50 Jahre am stärksten betroffen war (Abb. 2b in Kap. 2.1). Als Ausnahme wurde im Herbst eine gegenläufige Temperaturentwicklung auf niedrigem Niveau beobachtet (Abb. 2a in Kap. 2.1). Vor dem Hintergrund einer, insbesondere im Sommerhalbjahr, zunehmenden Globalstrahlung (Abb. 4 in Kap. 2.1), sowie der allgemeinen Temperaturzunahme, wurde eine markante Erhöhung des atmosphärischen Verdunstungsanspruches (potenzielle Verdunstung) ermittelt (Abb. 5 in Kap. 2.1). Wie bereits für Deutschland festgestellt (s. Kap. 1.2.3), verlief auch in Sachsen die innerjährliche Niederschlagsentwicklung zwischen Winter und Sommer während der letzten 50 Jahre gegenläufig. Dabei wurden die winterlichen Zunahmen (Abb. 1b in Kap. 2.1) von dem sommerlichen Niederschlagsrückgang (außerhalb des Erzgebirges) (Abb. 1a in Kap. 2.1) stellenweise überkompensiert, was in diesen Gebieten auch zu einer signifikanten Abnahme des Jahresniederschlages geführt hat. Ansonsten bewegt sich die zeitliche Entwicklung nahe dem Trendumkehrpunkt. Eine mögliche Ursache, die den sommerlichen Niederschlagsrückgang erklären könnte, ist eine langfristige Abnahme des Auftretens der zyklonalen Westlage im Sommerhalbjahr (SMUL, 2008), kombiniert mit einem flächendeckenden Niederschlagsrückgang bei Auftreten (Abb. 3-1).

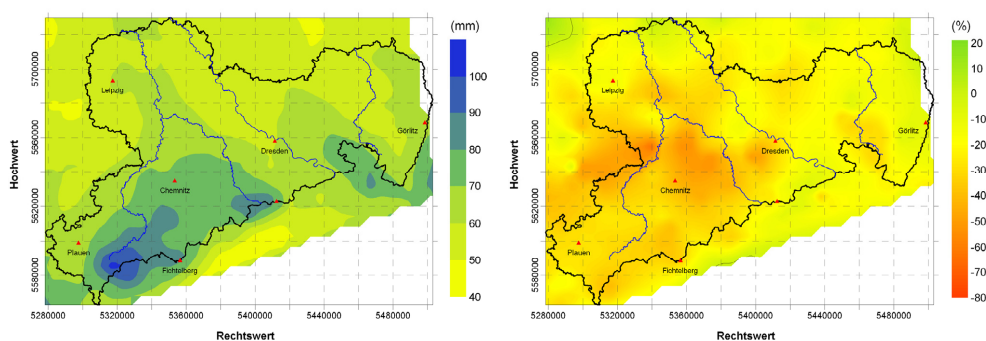


Abb. 3-1: Höhe (mm) (links) und linearer Trend (%) (rechts) des unkorrigierten Niederschlages in Sachsen unter Einfluss der zyklonalen Westlage für 1971-2005 im Sommerhalbjahr (Datenquelle: Deutscher Wetterdienst)

Vor dem Hintergrund der signifikanten Temperaturzunahmen im Winter deuten die winterlichen Niederschlagszunahmen darauf hin, dass Niederschlag häufiger als Regen fällt.

In diesem Zusammenhang konnte festgestellt werden, dass die Auftretenshäufigkeit winterlicher Schneedecken in den sächsischen Mittelgebirgen bereits deutlich abgenommen hat (Abb. 3 in Kap. 2.1). Dies gilt auch für die Schneedeckenhöhe und die Andauer von Schneedecken (s.a. SMUL, 2008). Mit den markanten Zunahmen der potenziellen Verdunstung und dem Niederschlagsrückgang im Sommerhalbjahr ergibt sich ein zunehmend defizitäres potenzielles Wasserdargebot (klimatische Wasserbilanz) außerhalb der Mittelgebirge. Mit Bezug zum Jahr wird dieses, insbesondere durch die winterlichen Niederschlagszunahmen, größtenteils kompensiert (Abb. 6 in Kap. 2.1).

Vor dem Hintergrund einer negativen klimatischen Wasserbilanz im Sommerhalbjahr (resp. Vegetationsperiode), die maßgebend den signifikanten Niederschlagsrückgang (Abb. 3 in Kap. 2.2) als Ursache hat, wurden Effekte rezenter Klimatrends auf die Verteilung der potenziellen natürlichen Vegetation (PNV), anhand der Rotbuche (*lat. Fagus sylvatica*), in Mitteldeutschland³⁷ untersucht. Hierfür wurde der Klimaindex nach Ellenberg verwendet. Im Ergebnis wurde eine Korrektur des Niederschlagsterms in der Berechnungsvorschrift vorgenommen, um die trendbehafteten klimatologischen Rahmenbedingungen (Niederschlag, Temperatur), entsprechend ihrem Gewicht, berücksichtigen zu können. Der flächendeckend positive Trend in den Werten des Klimaindexes für Mitteldeutschland ist Ausdruck fortschreitender Trockenheit während der Vegetationsperiode (Abb. 7, 8 in Kap. 2.2), was eine Verschlechterung der klimatologischen Rahmenbedingungen für die Existenz der Rotbuche bedeutet. In diesem Zusammenhang soll nicht verschwiegen werden, dass die Verteilung der PNV auch von dem Standortfaktor Boden und limitierend wirkenden Witterungsextremen abhängig ist (Bolte *et al.*, 2008). Letzteren kommt im Rahmen des Klimawandels eine größer werdende Bedeutung zu.

Aus der Analyse täglicher Niederschlagsmessungen konnte die Erkenntnis gewonnen werden, dass die Überschreitungswahrscheinlichkeiten von Starkniederschlagsereignissen ($> 20 \text{ mm d}^{-1}$) im Sommer in Sachsen, im Zuge des bereits stattfindenden Klimawandels, zugenommen haben (SMUL, 2008; s.a. Hänsel, 2008). Da diese Entwicklung auch für kleinere Regenereignisse zutreffend ist, kann, vor dem Hintergrund des allgemeinen Erwärmungstrends, auf eine Intensivierung konvektiver Starkniederschläge, welche primär thermisch induziert sind, geschlossen werden. Dies hat zur Folge, dass der Anteil von Starkniederschlägen, bei insgesamt abnehmenden Niederschlagssummen im Sommer, markant zugenommen hat. Vor diesem Hintergrund wurden, für zukünftig mögliche Klimabedingungen, Änderungen im zeitlich höher aufgelösten Spektrum des Starkniederschlags für die Vegetationsperiode abgeschätzt. Als Untersuchungsgebiet diente hierfür das Einzugsgebiet der Weißeritz (Osterzgebirge). Unter Berücksichtigung von verteilungsrelevanten Orografieeffekten auf den Niederschlag, d.h. großräumiger Orografieeffekt (Vertikalgradient) und kleinräumiger Luv-Leeeffekt, wurden die stationsbezogenen Niederschlagsinformationen in eine stetige Flächeninformation übertragen (Abb. 5a in Kap. 2.3; 5b, 7 in Kap. 2.4). Für Ereignisandauern von 1-24 Stunden wurden, unter Annahme des mittleren A1B Szenario, für die Zeitscheiben um 2025 (2011-2040) und 2050 (2036-2065) zunehmend positive nicht-lineare Niveauverschiebungen gegenüber dem Referenzzeitraum 1961-2000 (Abb. 5b in Kap. 2.3) berechnet. Konkret bedeutet dies, dass für konstant gehaltene Wiederkehrzeiten die Regenhöhen zunehmen bzw. für konstant gehaltene

³⁷ umfasst hier die Bundesländer Sachsen, Sachsen-Anhalt und Thüringen

Regenhöhen die Wiederkehrzeiten der Starkregenereignisse kleiner werden (Abb. 6a, 6b, 7a, 7b in Kap. 2.3). Dabei erhöht sich das Änderungssignal innerhalb der einzelnen Andauerstufen mit kleiner werdendem Wiederkehrintervall.

Insgesamt kann festgehalten werden, dass die regionalen Auswirkungen des globalen Klimawandels massive Änderungen in der raum-zeitlichen Struktur des Niederschlages in Sachsen zur Folge haben.

4 Schlussfolgerungen und Ausblick

Mit der vorliegenden kumulativen Dissertation konnte ein Beitrag zur Erforschung der raum-zeitlichen Umverteilung des Niederschlages, als Folge regionaler Auswirkungen des globalen Klimawandels, in Sachsen bzw. Mitteldeutschland geleistet werden. Den Rahmen hierfür geben 4 begutachtete Publikationen, die zum besseren Prozessverständnis mittels einer verbindenden Einführung inhaltlich zusammengeführt wurden. Der innovative Teil der Arbeit war die Entwicklung eines *Downscaling*- und eines *Upscaling*-Verfahrens zur Modellierung von Skalenübergängen zwischen der lokalen und der regionalen Maßstabebene im komplexen Gelände von Mittelgebirgen. Ziel war hier, mögliche Änderungssignale für die nahe Klimazukunft im zeitlich höher aufgelösten Spektrum des Starkniederschlags für das Osterzgebirge (EZG Weißeritz) lokal berechnen und regional abbilden zu können. Die konzeptionelle Weiterentwicklung bestand hierbei in der Anwendung eines Wetterlagenkonzeptes, um auf die Verwendung unsicherheitsbehafteter synthetischer Zeitreihen für den Niederschlag verzichten zu können. Somit kann dem erhaltenen Änderungssignal, insbesondere im komplexen Gelände von Mittelgebirgen, eine höhere Robustheit unterstellt werden.

Für den Wasserhaushalt sind der Niederschlag und die Verdunstung (als Bindeglied zwischen Wasser- und Energiehaushalt) die wichtigsten Komponenten. Da der atmosphärische Antrieb für die Verdunstung von Wasser das temperaturabhängige Sättigungsdefizit ist, wobei hier Standortfaktoren regulierend einwirken, führt die globale Erwärmung, infolge einer erhöhten Speicherkapazität der Luft für Wasserdampf, unmittelbar zu höheren Verdunstungsraten. Aufgrund der Massen- und Energieerhaltung ist eine Zunahme der Verdunstung mit einer Zunahme des Niederschlages in Höhe und Intensität verbunden. Räumlich und zeitlich integriert bedeutet dies eine Intensivierung des globalen Wasserkreislaufes.

Trends in der raum-zeitlichen Struktur des Niederschlages haben unvermeidlich eine komplexe Wirkungskette auf den regionalen Wasserhaushalt zur Folge, was vor dem Hintergrund des Klimawandels mit Risiken verbunden ist. Mit den fortschreitenden klimatischen Veränderungen wird auch ein sich bereits abzeichnender, gebietsspezifischer Wandel im Wasserhaushalt für Sachsen deutlicher ausgeprägt werden. Quantitative Veränderungen stehen dabei auch immer in Rückkopplung mit der Wasserqualität und der Landnutzung. Als Folge der sommerlichen Niederschlagsabnahmen sind massive Veränderungen im Niedrigwasserbereich zu erwarten. Infolge einer im Jahr zunehmend früheren Anspannung des Wasserdargebotes, ist bereits im Frühjahr von einer Abnahme des Abflussdargebotes auszugehen, was eine Verschärfung von Niedrigwasserperioden in Dauer und Länge zur Folge hat. Bäche und kleinere Fließgewässer können zukünftig zunehmend von temporärer Austrocknung betroffen sein, was infolge einer zunehmenden Auftretenshäufigkeit und Intensivierung von Starkniederschlägen mit dem Risiko zunehmend häufiger auftretender Hochwässer im Sommer einhergeht. Zunehmende Trockenheit hat

immer eine umfassendere Ausschöpfung des Bodenwassers zur Folge. Bodenwasserhaushaltsstress führt zu einer Unterdrückung der Verdunstung und somit zu einer zusätzlichen Erwärmung der Luft. Weiterhin bestehen in Defizitgebieten Tendenzen zu einer Versalzung des Grundwassers (z.B. Lausitz, Franke *et al.*, 2006). Als Hintergrund zeichnet sich der Aufstieg von Tiefengrundwasser an Störungszonen, bei reduzierter Grundwasserneubildung bzw. einer Überwirtschaftung des Grundwasserdargebots, ab. Insbesondere außerhalb der Mittelgebirge kann erwartet werden, dass die winterlichen Niederschlagszunahmen durch den Niederschlagsrückgang im Sommer, bzw. der Vegetationsperiode, überkompensiert werden, was auch im Jahr eine zunehmende Anspannung des Wasserhaushaltes zur Folge hat.

Aus der Kombination diagnostischer und prognostischer Untersuchungsergebnisse (Kap. 3) zeichnet sich für die Wasserbewirtschaftung hinsichtlich der Wasserverfügbarkeit ein grundlegender Konflikt dahingehend ab, dass durch die gleichzeitige Zunahme von Trockenperioden (in Häufigkeit und Andauer) und Starkniederschlagsereignissen, kombiniert mit einer markanten Abnahme der Niederschlagssummen während der Vegetationsperiode, neue Anforderungen an das Wassermanagement in den Vordergrund treten. Konkret bedeutet dies Hochwasserschutz auf der einen und (Trink-) Wasserversorgung auf der anderen Seite (Franke *et al.*, 2006). Charakteristisch für dieses Konfliktpotenzial ist, dass die Ereignisandauern beider Extreme gegenläufig sind. So laufen extreme Hochwasserereignisse binnen weniger Tage ab, während sich Trockenperioden, im Sinne der Talsperrenbewirtschaftung, über mehrere Monate bis hin zu einigen Jahren erstrecken. Eine zusätzliche Anspannung verursachen verdunstungsbedingte Verluste infolge der Temperaturerhöhung.

Generell liegen die Risiken des Klimawandels in seiner Nichtlinearität begründet, was eine Anpassung schwierig macht. Im Sinne des Vorsorgeprinzips, sollten aus den Ergebnissen der regionalen Klimadiagnose und -prognose räumlich fassbare und zeitnahe Anpassungen von Bewirtschaftungsrichtlinien für die Ressource Wasser abgeleitet werden.

Literaturverzeichnis

Das Literaturverzeichnis bezieht sich auf die Kapitel 1, 3 und 4.

- Alexandersson H (1986): A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology* **6**, S. 661-675.
- Arbeitskreis KLIWA (Hrsg.) (2008): Regionale Klimaszenarien für Süddeutschland – Abschätzung der Auswirkungen auf den Wasserhaushalt. *KLIWA-Berichte* **9**, 100 S.
- Bartels H, Dietzer B, Malitz G, Albrecht FM, Guttenger J (2005): KOSTRA-DWD-2000 – Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951-2000). Fortschreibungsbericht des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach (M), 53 S.
- Bartels H, Malitz G, Asmus S, Albrecht FM, Dietzer B, Günther T, Ertel H (1997): Starkniederschlagshöhen für Deutschland – KOSTRA. Deutscher Wetterdienst, Offenbach (M), 29 S.
- Beck C, Rudolf B, Schönwiese CD, Staeger T, Trömel S (2007): Entwicklung einer Beobachtungsdatengrundlage für DEKLIM und statistische Analyse der Klimavariabilität. *Berichte des Inst. Atmosphäre u. Umwelt* **6**, Univ. Frankfurt/M., 107 S.
- Berger A, Loutre MF (1997): Long-term variations in insolation and their effects on climate, the LLN experiments. *Surveys in Geophysics* **18**, S. 147-161.
- Bissolli P (2006): Golfstrom langsamer – auch durch Messungen erste Anzeichen. *Naturwissenschaftliche Rundschau* **7**, S. 379-381.
- Bissolli P, Dittmann E (2001): The objective weather types classification of the German Weather Service and its possibilities of application to environmental and meteorological investigations. *Meteorologische Zeitschrift* **10**, S. 253-260.
- Blessing S, Fraedrich K, Junge M, Kunz T, Lunkeit F (2005): Daily North-Atlantic Oscillation (NAO) index: Statistics and its stratospheric polar vortex dependence. *Meteorologische Zeitschrift* **14**, S. 763-769.
- Blümel K, Klämt A, Malitz G, Matthäus H, Rachner M, Richter D (2001): Hydrometeorologische Untersuchungen zum Problem der Klimaveränderungen. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* **219**, Eigenverlag, Offenbach (M), 371 S.
- Bolte A, Ibisch P, Menzel A, Rothe A (2008): Was Klimahüllen uns verschweigen. *AFZ Der Wald* **15**, S. 800-803.
- Buishand TA (1982): Some methods for testing the homogeneity of Rainfall Records. *Journal of Hydrology* **58**, S. 11-27.
- CEC (2007): IDP2006 – Ein Werkzeug zur explorativen Datenanalyse. Bericht der Climate & Environment Consulting Potsdam GmbH zum interaktiven Diagnose- und Präsentationstool, Potsdam, 74 S.
- Craddock JM (1979): Methods for Comparing Annual Rainfall Records for Climatic Purposes. *Weather* **34**, S. 322-346.
- Deutsche Bischofskonferenz (Hrsg.) (2007): Der Klimawandel: Brennpunkt globaler, intergenerationeller und ökologischer Gerechtigkeit. 2. Aufl., *Die deutschen Bischöfe-Kommission für gesellschaftliche und soziale Fragen* **29**, Bonn, 71 S.

- Dixon WJ (1950): Analysis of extreme values. *Annals of Mathematical Statistics* **21**, S. 488-506.
- DVWK (Hrsg.) (1985): Niederschlag – Starkregenauswertung nach Wiederkehrzeit und Dauer. *DVWK Regeln* **124**, Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin, 33 S.
- DVWK (Hrsg.) (1988): Statistische Methoden zu Niedrigwasserdauern und Starkregen. *DVWK Schriften* **82**, Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin, 132 S.
- DVWK (Hrsg.) (1991): Starkniederschläge in der Bundesrepublik Deutschland – Erläuterungen und Ergänzungen zu KOSTRA. *DVWK Schriften* **97**, Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin, 190 S.
- Dyck S (1976): Angewandte Hydrologie Teil 1. Verlag für Bauwesen, Berlin, 511 S.
- Dyck S, Peschke G (1995): Grundlagen der Hydrologie. Verlag für Bauwesen, Berlin, 536 S.
- Enke W, Schneider F, Deutschländer T (2005): A novel scheme to derive optimized circulation pattern classifications for downscaling and forecast purposes. *Theoretical and Applied Climatology* **82**, S. 51-62.
- Erbe S (2002): Untersuchungen zur räumlichen Verteilung und zum Trend korrigierter Niederschläge in Sachsen im Zeitraum 1971-2000. unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Geographie der TU Dresden, 65 S.
- Franke J, Bernhofer C (2009): A method for deriving a future temporal spectrum of heavy precipitation on the basis of weather patterns in low mountain ranges. *Meteorological Applications* (DOI: 10.1002/met.149)
- Franke J, Goldberg V, Eichelmann U, Freydank E, Bernhofer C (2004): Statistical Analysis of Regional Climate Trends in Saxony, Germany. *Climate Research* **27**, S. 145-150.
- Franke J, Goldberg V, Mellentin U, Bernhofer C (2006): Risiken des regionalen Klimawandels in Sachsen, Sachsen-Anhalt und Thüringen. *Wissenschaftliche Zeitschrift der TU Dresden* **55**, S. 97-104.
- Franke J, Häntzschel J, Goldberg V, Bernhofer C (2008): Application of a trigonometric approach to the regionalization of precipitation for a complex small-scale terrain in a GIS environment. *Meteorological Applications* **15**, S. 483-490.
- Franke J, Köstner B (2007): Effects of recent climate trends on the distribution of potential natural vegetation in Central Germany. *International Journal of Biometeorology* **52**, S. 139-147.
- Früh B, Schipper JW, Pfeiffer A, Wirth V (2006): A pragmatic approach for downscaling precipitation in alpine-scale complex terrain. *Meteorologische Zeitschrift* **15**, S. 631-646.
- Giorgi F (2005): Climate Change Prediction. *Climate Change* **73**, S. 239-265.
- Gruss P, Schüth F (Hrsg.) (2008): Die Zukunft der Energie – Die Antwort der Wissenschaft. Ein Report der Max-Planck-Gesellschaft. C. H. Beck Verlag, München, 333 S.
- Haberlandt U (2007): Geostatistical interpolation of hourly precipitation from rain gauges and radar for a large-scale extreme rainfall event. *Journal of Hydrology* **332**, S. 144-157.
- Hann J (1897): Handbuch der Klimatologie. Engelhorn-Verlag, Stuttgart, 404 S.

- Hänsel S (2008): Changes in Saxon Precipitation Characteristics – Trends of Extreme Precipitation and Drought. Dissertation, Interdisziplinäres Ökologisches Zentrum, TU Bergakademie Freiberg, 393 S.
- Herzog J, Müller-Westermeier G (1998): Homogenitätsprüfung und Homogenisierung klimatologischer Meßreihen im Deutschen Wetterdienst. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* **202**, Eigenverlag, Offenbach (M), 27 S.
- Hess P, Brezowsky H (1969): Katalog der Großwetterlagen Europas. 2. neu bearbeitete und ergänzte Auflage. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* **15**, 113 S.
- Hewitson BC, Crane RG (1996): Climate downscaling: techniques and application. *Climate Research* **7**, S. 85-95.
- Hinterding A (2003): Entwicklung hybrider Interpolationsverfahren für den automatisierten Betrieb am Beispiel meteorologischer Größen. *IfGIprints* **19**, 176 S.
- Hollweg HD, Böhm U, Fast I, Hennemuth B, Keuler K, Keup-Thiel E, Lautenschlager M, Legutke S, Radtke K, Rockel B, Schubert M, Will A, Woldt M, Wunram C (2008): Ensemble Simulations over Europe with the Regional Climate Model CLM forced with IPCC AR4 Global Scenarios. *Technical Report of the Max Planck Institute for Meteorology* **3**, 146 S.
- Hupfer P (Hrsg.) (2007): Geschichte der Meteorologie in Deutschland. Klimaforschung in der DDR – Ein Rückblick. Deutscher Wetterdienst, Eigenverlag, Offenbach (M), 252 S.
- Hupfer P, Börngen M (2004): Gibt es Klimakatastrophen? *Naturwissenschaftliche Rundschau* **57**, 233-240 S.
- IPCC (2000): Emissions Scenarios. Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Cambridge University Press, Cambridge (UK), 570 S.
- IPCC (2001): Climate Change 2001 - The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Cambridge University Press, Cambridge (UK), 944 S.
- IPCC (2007a): Climate Change 2007 - Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Geneva (CH), 104 S.
- IPCC (2007b): Climate Change 2007 - The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), ISBN 978 0521 88009-1 (Hardback), 978 0521 70596-7 (Paperback), 996 S.
- IPCC (2007c): Climate Change 2007 – Mitigation of Climate Change. Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), ISBN 978 0521 88011-4 (Hardback), 978 0521 70598-1 (Paperback), 851 S.
- IPCC (2008): Climate Change and Water. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Geneva, 210 S.
- Jacob D (2001): A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorology and Atmospheric Physics* **77**, S. 61–73.
- Jacob D, Göttel H, Kotlarski S, Lorenz P, Sieck K (2008): Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland – Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für

- Deutschland. Endbericht zum FuE-Vorhaben FKZ: 20441138 des Umweltbundesamtes, 154 S.
- James PM (2007): An objective classification method for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen over Europe. *Theoretical and Applied Climatology* **88**, S. 17-42.
- Jungclaus JH, Botzet M, Haak H, Keenlyside N, Luo JJ, Latif M, Marotzke J, Mikolajewicz U, Roeckner E (2006): Ocean circulation and tropical variability in the coupled model ECHAM5/MPI-OM. *Journal of Climate* **19**, S. 3952-3972.
- Knutti R, Joos F, Müller SA, Plattner GK, Stocker TF (2005): Probabilistic climate change projections for CO₂ stabilization profiles. *Geophysical Research Letters* **32**, L20707.
- Kraus H (2004): Die Atmosphäre der Erde – Eine Einführung in die Meteorologie. 3. Aufl., Springer Verlag, Heidelberg, 422 S.
- Kunz M (2003): Simulation von Starkniederschlägen mit langer Andauer über Mittelgebirgen. *Wissenschaftliche Berichte des Institutes für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe* **31**, 170 S.
- LfUG (Hrsg.) (2004): Ereignisanalyse – Hochwasser August 2002 in den Osterzgebirgsflüssen. Saxoprint, Dresden, 188 S.
- Lucarini V, Calmanti S, Dell'Aquila A, Ruti PM, Speranza A (2007): Intercomparison of the northern hemisphere winter mid-latitude atmospheric variability of the IPCC models. *Climate Dynamics* **28**, S. 829-848.
- Matulla C, Scheffinger H, Menzel A, Koch E (2003): Exploring two methods for statistical downscaling of Central European phenological time series. *International Journal of Biometeorology* **48**, S. 56-64.
- Oke TR (1987): Boundary Layer Climates. 2. Auflage, Methuen, London, 435 S.
- Orlanski I (1975): A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society* **56**, S. 527-530.
- Orlowsky B, Gerstengarbe FW, Werner PC (2007): A resampling scheme for regional climate simulations and its performance compared to a dynamical RCM. *Theoretical and Applied Climatology* **92**, S. 209–223.
- Petit JR, Jouzel J, Raynaud D, Barkov NI, Barnola JM, Basile I, Bender M, Chappellaz J, Davis M, Delaygue G, Delmotte M, Kotlyakov VM, Legrand M, Lipenkov VY, Lorius C, Pépin L, Ritz C, Saltzman E, Stievenard M (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* **399**, S. 429-436.
- Preining O (1989): Die globale Beeinträchtigung der stratosphärischen Ozonschicht durch anthropogene Luftverunreinigungen und deren Folgen, insbesondere für Österreich. Endbericht der Universität Wien zum Forschungsauftrag 30.277/2-23/88, 41 S.
- Rahmstorf S, Schellnhuber HJ (2006): Der Klimawandel. Verlag C. H. Beck, München, 144 S.
- Rapp J (2000): Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* **212**, Eigenverlag, Offenbach (M), 145 S.

- Richter D (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* **194**, Eigenverlag, Offenbach (M), 93 S.
- Roeckner E, Baeuml G, Bonaventura L, Brokopf R, Esch M, Giorgetta M, Hagemann S, Kirchner I, Kornblueh L, Manzini E, Rhodin A, Schlese U, Schulzweida U, Tompkins A (2003): The atmospheric general circulation model ECHAM5 – PART I Model description. *Report of the Max Planck Institute of Meteorology* **349**, Hamburg, 127 S.
- Roeckner E, Brokopf R, Esch M, Giorgetta M, Hagemann S, Kornblueh L, Manzini E, Schlese U, Schulzweida U (2004): The atmospheric general circulation model ECHAM5. PART II: Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution. *Bericht des Max Planck Institutes für Meteorologie* **354**, 147 S.
- Roeckner E, Brokopf R, Esch M, Giorgetta M, Hagemann S, Kornblueh L, Manzini E, Schlese U, Schulzweida U (2006): Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the ECHAM5 atmosphere model. *Journal of Climate* **19**, S. 3771-9791.
- Römer H (2005): Niederschlagsbestimmung aus Fernerkundungsdaten. Bericht des Geographischen Institutes der Universität Kiel, 25 S.
- Sachs L (1968): Statistische Auswertungsmethoden. Springer-Verlag, Berlin und Heidelberg, 671 S.
- Salinger MJ (2005): Climate Variability and Change: Past, Present and Future – an Overview. *Climate Change* **70**, S. 9-29.
- Schönwiese CD (2000): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. Gebrüder Borntraeger, Stuttgart, 298 S.
- Schönwiese CD (2003): Klimatologie. 2. Aufl., Verlag Ulmer, Stuttgart, 440 S.
- Schönwiese CD, Janoschitz R (2008a): Klima-Trendatlas Deutschland 1901-2000. *Berichte des Inst. Atmosphäre u. Umwelt* **4**, Univ. Frankfurt/M., 64 S.
- Schönwiese CD, Janoschitz R (2008b): Klima-Trendatlas Europa 1901-2000. *Berichte des Inst. Atmosphäre u. Umwelt* **7**, Univ. Frankfurt/M., 82 S.
- Schönwiese CD, Trömel S (2006): Mehr extreme Niederschläge in Deutschland? Eine innovative statistische Analyse der Eintrittswahrscheinlichkeiten. *Naturwissenschaftliche Rundschau* **59**, S.194-199.
- Siegenthaler U, Stocker TF, Monnin E, Lüthi D, Schwander J, Stauffer B, Raynaud D, Barnola JM, Fischer H, Masson-Delmotte V, Jouzel J (2005): Stable Carbon Cycle–Climate Relationship During the Late Pleistocene. *Science* **310**, S. 1313–1317.
- SMUL (Hrsg.) (2008): Sachsen im Klimawandel – Eine Analyse. Eigenverlag des Sächsischen Staatsministerium für Umwelt und Landwirtschaft, Dresden, 211 S.
- Spekat A, Enke W, Kreienkamp F (2006): Neuentwicklung von regional hoch aufgelösten Wetterlagen für den Freistaat Sachsen und Bereitstellung regionaler Klimaszenarios mit dem Regionalisierungsmodell WEREX IV auf der Basis von globalen Klimasimulationen ECHAM5/MPI-OM T63L31 2010 bis 2100 für die Szenarios B1, A1B und A2. Endbericht zum Werkvertrag 13-0345.42/237 des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie, 46 S.
- Spekat A, Enke W, Kreienkamp F (2007): Neuentwicklung von regional hoch aufgelösten Wetterlagen für Deutschland und Bereitstellung regionaler Klimaszenarios mit dem

- Regionalisierungsmodell WETTREG auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit ECHAM5/MPI-OM T63L31 2010 bis 2100 für die SRES-Szenarios B1, A1B und A2. Endbericht zum FuE-Vorhaben FKZ: 20441138 des Umweltbundesamtes, 112 S.
- Tebaldi C, Hayhoe K, Arblaster JM, Meehl GA (2006): Going to the Extremes - An Intercomparison of Model-Simulated Historical and Future Changes in Extreme Events. *Climatic Change* **79**, S. 185-211.
- Uppala SM, Kallberg PW, Simmons AJ, Andrae U, Bechtold VD, Fiorino M, Gibson JK, Haseler J, Hernandez A, Kelly GA, Li X, Onogi K, Saarinen S, Sokka N, Allan RP, Andersson E, Arpe K, Balmaseda MA, Beljaars ACM, Berg LVD, Bidlot J, Bormann N, Caires S, Chevallier F, Dethof A, Dragosavac M, Fisher M, Fuentes M, Hagemann S, Holm E, Hoskins BJ, Isaksen L, Janssen PAEM, Jenne R, McNally AP, Mahfouf JF, Morcrette JJ, Rayner NA, Saunders RW, Simon P, Sterl A, Trenberth KE, Untch A, Vasiljevic D, Viterbo P, Woollen J (2005): The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **612**, S. 2961–3012.
- Verworn HR, Schmidtke S (2006): FLAMINKO – Flächenabhängige Abminderung der statistischen Regenwerte in KOSTRA. Abschlussbericht des Instituts für Wasserwirtschaft der Universität Hannover in Kooperation mit dem Deutschen Wetterdienst, 45 S.
- Wilks DS (2006): Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. 2nd ed., *International Geophysics Series* **91**, Academic Press, Elsevier, 627 S.
- WMO (Eds.) (2008): Greenhouse Gas Bulletin – The State of Greenhouse Gases in the Atmosphere Using Global Observations through 2007. *Bulletin of the World Meteorological Organization* **4** (Download: www.wmo.int, 2008).

Abbildungsverzeichnis

Das Abbildungsverzeichnis bezieht sich auf die Kapitel 1, 3 und 4.

Abb. 1.2.1-1:	Der Strahlungshaushalt (W m^{-2}) der Atmosphäre (Quelle: www.hamburger-bildungsserver.de , 2008; nach IPCC, 2001)	8
Abb. 1.2.1-2:	Absorptionsbanden und atmosphärische Fenster der wichtigsten Spurengase und der Atmosphäre insgesamt für Wellenlängenbereiche (Quelle: www.fe-lexikon.info , 2008).....	8
Abb. 1.2.1-3:	Vergleich gemessener (rot) und simulierter (grau) Anomalien der globalen bodennahen Jahresmitteltemperatur ($^{\circ}\text{C}$) für 1860-2000, berücksichtigte Simulationsantriebe: a) Sonnen- u. Vulkanaktivitäten, b) Treibhausgase, (Sulfat-) Aerosole, c) Kombination a) und b) (Quelle: IPCC, 2001)	10
Abb. 1.2.1-4:	Schätzungen des global gemittelten Strahlungsantriebes (SA) in (W m^{-2}) für das Jahr 2005 (relativ zum Beginn des Industriezeitalters um 1750) für anthropogene und natürliche Antriebsfaktoren und deren Bezug zu Raumskalen (vgl. Tab. 1.2.2-1), GDWV: Grad des wissenschaftlichen Verständnisses (Quelle: IPCC, 2007b).....	11
Abb. 1.2.1-5:	Schematische Darstellung der Milankovitch-Zyklen, T: Schiefe der Ekliptik, E: Exzentrizität, P: Präzession (Quelle: IPCC, 2007b; nach Rahmstorf und Schellnhuber, 2006)	12
Abb. 1.2.1-6:	Paläoklimatologische Rekonstruktion der atmosphärischen CO_2 -Konzentration (ppmv) und korrespondierender Temperaturänderungen ($^{\circ}\text{C}$) von 350.000 vor Heute bis zur Gegenwart (2005) (Quelle: Rahmstorf und Schellnhuber, 2006; nach Petit <i>et al.</i> , 1999)	15
Abb. 1.2.1-7:	Schematische Darstellung der Auswirkungen auf die Eintrittswahrscheinlichkeit von Extremwerten der Temperatur bei Änderung der Verteilungsparameter einer Gaußschen Normalverteilung, a) Zunahme des Mittelwertes, b) Zunahme der Streuung, c) Zunahme von Mittelwert und Streuung (Quelle: Hupfer und Börngen, 2004)	16
Abb. 1.2.3-1:	Linearer Trend des globalen Jahresniederschlags (%) pro Dekade für 1951-2000 (Quelle: Beck <i>et al.</i> , 2007).....	19
Abb. 1.2.3-2:	Linearer Niederschlagstrend (%) in Europa für 1951-2000 im Jahr (oben links), Winter (DJF, oben rechts), Sommer (JJA, unten links), gelb-orange: negativ, weiß-grün: positiv (Quelle: Schönwiese und Janoschitz, 2008b).....	20
Abb. 1.2.3-3:	Linearer Niederschlagstrend in Deutschland für 1901-2000 im Jahr (mm) (oben links), Winter (%) (DJF, oben rechts), Sommer (%) (JJA, unten links), gelb-orange: negativ, grau-grün-blau: positiv (Quelle: Schönwiese und Janoschitz, 2008a).....	21

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1.2.4.1-1:	Schema zur Struktur der <i>IPCC</i> -Emissionsszenarien (Quelle: www.hamburger-bildungsserver.de , 2008; nach IPCC, 2001)	22
Abb. 1.2.4.1-2:	Globale Emissionen (Gt a^{-1}) von Treibhausgasen (CO_2 -Äqu., links) und Schwefeldioxid (rechts) für das Jahr 2000 (Messungen) und <i>IPCC</i> -Emissionsszenarien (Quelle: IPCC, 2000, 2007c)	24
Abb. 1.2.4.1-3:	Änderungen der Jahresmittel von Wasserhaushaltskomponenten für 2080-2099 (A1B Szenario) vs. 1980-1999 (Kontrolllauf), oben: ECHAM5/MPI-OM T63L31, unten: <i>IPCC</i> -Ensemblemittel (Punkte: $\geq 80\%$ ige Signalkonsistenz bzgl. des Vorzeichens, b) und c): ≥ 10 Modelle) (Quelle: IPCC, 2007b).....	26
Abb. 1.2.4.1-4:	Prinzip des Doppel- <i>Nesting</i> am Beispiel des Regionalmodells REMO (Quelle: Arbeitskreis KLIWA, 2008)	27
Abb. 1.2.4.1-5a:	Modellvergleich anhand simulierter Niederschlagsänderungen (%) im Jahr in Deutschland für 2035 (2021-2050, A1B Szenario, oben) und 2085 (2071-2100, A1B Szenario, unten) vs. 1971-2000 (Kontrolllauf), Modelle: REMO, <i>CLM</i> , WETTREG, STAR (Quelle: Deutscher Wetterdienst, www.dwd.de , 2008)	30
Abb. 1.2.4.1-5b:	Modellvergleich anhand simulierter Niederschlagsänderungen (%) im Winter (DJF) in Deutschland für 2035 (2021-2050, A1B Szenario, oben) und 2085 (2071-2100, A1B Szenario, unten) vs. 1971-2000 (Kontrolllauf), Modelle: REMO, <i>CLM</i> , WETTREG, STAR (Quelle: Deutscher Wetterdienst, www.dwd.de , 2008)	31
Abb. 1.2.4.1-5c:	Modellvergleich anhand simulierter Niederschlagsänderungen (%) im Sommer (JJA) in Deutschland für 2035 (2021-2050, A1B Szenario, oben) und 2085 (2071-2100, A1B Szenario, unten) vs. 1971-2000 (Kontrolllauf), Modelle: REMO, <i>CLM</i> , WETTREG, STAR (Quelle: Deutscher Wetterdienst, www.dwd.de , 2008)	32
Abb. 1.2.4.2-1:	Globale Temperaturanomalien ($^{\circ}\text{C}$) und deren Unsicherheitsbereiche im 20. und 21. Jahrhundert vs. 1980-1999, <i>IPCC</i> -Ensemblemittel (Quelle: IPCC, 2007b)	33
Abb. 1.2.4.2-2:	Wahrscheinlichkeitsbereiche der Klimasensitivität dargestellt als Reaktion der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur auf Änderungen der atmosphärischen CO_2 -Konzentration (Quelle: IPCC, 2007b; nach Knutti <i>et al.</i> , 2005)	33
Abb. 1.2.4.2-3:	Globale Niederschlagsänderungen (mm d^{-1}) für 2080-2099 (A1B Szenario) vs. 1980-1999 (Kontrolllauf) im Winter (DJF, links) und Sommer (JJA, rechts), <i>IPCC</i> -Ensemblemittel (Punkte bedeuten $> 90\%$ der Modelle zeigen Signalkonsistenz bzgl. des Vorzeichens) (Quelle: IPCC, 2007b)	34
Abb. 1.2.4.2-4:	Niederschlagsänderungen (%) in Europa für 2080-2099 (A1B Szenario) vs. 1980-1999 (Kontrolllauf) (oben) und Anzahl der Modelle mit simulierten Niederschlagszunahmen (unten) im Jahr (links), Winter (DJF, Mitte), Sommer (JJA, rechts), <i>IPCC</i> -Ensemblemittel (Quelle: IPCC, 2007b)	35

Abb. 1.2.4.2-5a:	Niederschlagsänderungen (%) im Jahr in Sachsen für 2035 (2021-2050, A1B Szenario, links) und 2085 (2071-2100, A1B Szenario, rechts) vs. 1971-2000 (Kontrolllauf), Modell: WETTREG für WEREX IV-Stationen, Schraffur: Topografie (Datenquelle: CEC, 2007)	36
Abb. 1.2.4.2-5b:	Niederschlagsänderungen (%) im Winter (DJF) in Sachsen für 2035 (2021-2050, A1B Szenario, links) und 2085 (2071-2100, A1B Szenario, rechts) vs. 1971-2000 (Kontrolllauf), Modell: WETTREG für WEREX IV-Stationen, Schraffur: Topografie (Datenquelle: CEC, 2007)	36
Abb. 1.2.4.2-5c:	Niederschlagsänderungen (%) im Sommer (JJA) in Sachsen für 2035 (2021-2050, A1B Szenario, links) und 2085 (2071-2100, A1B Szenario, rechts) vs. 1971-2000 (Kontrolllauf), Modell: WETTREG für WEREX IV-Stationen, Schraffur: Topografie (Datenquelle: CEC, 2007)	37
Abb. 1.2.4.2-6:	Globale Änderungen des Niederschlagsintensitäts-Indexes (links) und Trockenindexes (rechts) für 2080-2099 (A1B Szenario) vs. 1980-1999 (Kontrolllauf), <i>IPCC</i> -Ensemblemittel (Punkte bedeuten $\geq 50\%$ der Modelle zeigen übereinstimmend Signifikanz); Die simulierten Jahreszeitreihen wurden als Anomalie gegenüber ihrem Mittel 1980-1999 abgebildet und nach einer Trendbereinigung mit ihrer Standardabweichung 1960-2099 normiert. Die gitterboxbezogen gemittelten Änderungen werden somit in der Einheit (Standardabweichung) angegeben. (Quelle: Tebaldi <i>et al.</i> , 2006).....	37
Abb. 1.3.1-1:	Fließdiagramm zum Algorithmus der komplexen Homogenitätsprüfung von Zeitreihen täglicher Niederschlagsmessungen	40
Abb. 1.3.2-1:	Darstellung der Sensitivität und Extrapolationsbereiche der Extremwertstatistik für ein statistisches 24h-Starkregenereignis am Beispiel der Station Grumbach (EZG Weißeritz).....	44
Abb. 1.3.2-2:	Nomogramm zur Ermittlung des Abminderungsfaktors aus Gebietsgröße (links) und Andauer (rechts, $D = \delta$) (Quelle: Verworn u. Schmidtke, 2006)	45
Abb. 1.3.2-3:	Abminderungsfaktoren in Abhängigkeit der Dauerstufe für ausgewählte Gebietsgrößen (Quelle: Verworn u. Schmidtke, 2006).....	46
Abb. 3-1:	Höhe (mm) (links) und linearer Trend (%) (rechts) des unkorrigierten Niederschlages in Sachsen unter Einfluss der zyklonalen Westlage für 1971-2005 im Sommerhalbjahr (Datenquelle: Deutscher Wetterdienst).....	49

Tabellenverzeichnis

Das Tabellenverzeichnis bezieht sich auf die Kapitel 1, 3 und 4.

Tab. 1.2.1-1:	Volumenanteile, Verweilzeiten, Emissionen und <i>GWP</i> atmosphärischer Spurengase sowie deren Anteile am anthropogen verstärkten Treibhauseffekt, $1 \text{ Vol\%} = 10^4 \text{ ppmv} = 10^7 \text{ ppbv}$ (Quellen: WMO, 2008; Gruss und Schüth, 2008; IPCC, 2007b; Schönwiese, 2003; ergänzt)	15
Tab. 1.2.2-1:	Varianzerzeugende Primärfaktoren für die Ausprägung des Klima und seiner Änderungen in Raumskalen nach Orlanski (1975), ergänzt.....	17
Tab. 1.2.3-1:	Linearer Trend ($^{\circ}\text{C}$) der flächenhaft gemittelten Jahresmitteltemperatur für Deutschland (Dtl) und die Welt (global) (Quelle: Schönwiese und Janoschitz, 2008a, b).....	18
Tab. 1.2.3-2:	Linearer Trend (%) des flächenhaft gemittelten Niederschlages für Deutschland im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA), Herbst (SON), Jahr (Quelle: Schönwiese und Janoschitz, 2008a).....	21
Tab. 1.2.4.2-1:	Simulierte Änderungen der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur für 2090-2099 vs. 1980-1999 unter Annahme der <i>IPCC</i> -Emissionsszenarien A2, A1B, B1 (Quelle: IPCC, 2007b)	33

Abkürzungsverzeichnis

Das Abkürzungsverzeichnis bezieht sich auf die Kapitel 1, 3 und 4.

Abkürzung	Bedeutung
AE	Allgemeine Extremwertverteilung
CEC	Climate & Environment Consulting
CFL	Courant-Friedrichs-Levi-Kriterium
CLM	Climate Local Model
EZG	Einzugsgebiet
FCKW	Fluorchlorkohlenwasserstoff
GWP	Global Warming Potential, Greenhouse Warming Potential
ICAO	International Civil Aviation Organization
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
KOSTRA	Koordinierte Starkniederschlags-Regionalisierungs-Auswertungen
MPI-M	Max-Planck-Institut für Meteorologie
N	Nord
NAO	Nord-Atlantik-Oszillation
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PIK	Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung
PNV	Potenzielle natürliche Vegetation
PRUDENCE	Prediction of Regional Scenarios and Uncertainties for Defining European Climate Change Risks and Effects
QV	Quotientenvergleich
REMO	Regionalmodell
S	Süd
SA	Strahlungsantrieb
SDL	Summendifferenzenline
SRES	Special Report on Emissions Scenarios
STAR	Statistisches Regionalmodell
WETTREG	Wetterlagenbasiertes Regionalmodell
WMO	World Meteorological Organization
ZWEK	Zusammenstellung von Wirkmodell-Eingangsdatensätzen für die Klimafolgenabschätzung

Symbolverzeichnis

Das Symbolverzeichnis bezieht sich auf die Kapitel 1, 3 und 4.

Symbol	Bedeutung	Einheit
A	Gebietsgröße	(km ²)
AMF	Abminderungsfaktor	(-)
H	fühlbarer Wärmestrom	(W m ⁻²)
D, δ	Ereignisandauer	(h)
F	Wahrscheinlichkeit	(-), (%)
L	Stichprobenumfang	(-)
$L.E$	latenter Wärmestrom	(W m ⁻²)
P_{ii}	Überschreitungswahrscheinlichkeit	(-), (%)
Q_{R_n}	Wärmeäquivalent der Strahlungsbilanz	(J)
R_A	atmosphärische Gegenstrahlung	(W m ⁻²)
R_E	von der Erdoberfläche emittierte Abstrahlung	(W m ⁻²)
R_G	Globalstrahlung	(W m ⁻²)
R_N	Strahlungsbilanz	(W m ⁻²)
T	Temperatur	(K), (°C)
T_{EOF}	Temperatur der bodennahen Luft	(K), (°C)
T_{TOA}	Strahlungstemperatur am oberen Rand der Atmosphäre	(K), (°C)
a	Albedo (Reflexionsvermögen)	(-), (%)
c	spezifische Wärmekapazität	(J kg ⁻¹ K ⁻¹)
e	Euler-Zahl	(-)
m	Masse	(kg)
r	Erdradius	(km)
x	Argument der Stichprobe	(-)
η	Länge der Stichprobe	(a)
κ	Laufindex der geordneten Stichprobe	(-)
π	Kreiskonstante	(-)
ρ_s	statistischer Starkniederschlag	(mm)
ρ_κ	Regenhöhe	(mm)
τ	Wiederkehrzeit	(a)
v, ω, λ	Verteilungsparameter	(-)

Schriftenverzeichnis des Autors

Publikationen:

- (1) Franke J, Goldberg V, Eichelmann U, Freydank E, Bernhofer C (2004): Statistical Analysis of Regional Climate Trends in Saxony, Germany. *Climate Research* **27**, S. 145-150.
- (2) Bernhofer C, Eichelmann U, Franke J, Goldberg V, Grünwald T, Häntzschel J, Köstner B, Prasse H, Queck R, Seegert J, Spank U (2005): Long-term Forest Water Budget and Climate change. *Annalen der Meteorologie* **41**, S. 44-45.
- (3) Franke J, Goldberg V, Mellentin U, Bernhofer C (2006): Risiken des regionalen Klimawandels in Sachsen, Sachsen-Anhalt und Thüringen. *Wissenschaftliche Zeitschrift der TU Dresden* **55**, S. 97-104.
- (4) Häntzschel J, Franke J, Gemballa R, Bernhofer C (2006): Forstliche Klimagliederung Sachsens im Klimawandel. *AFZ Der Wald* **15**, S. 830-832.
- (5) Franke J, Köstner B (2007): Effects of recent climate trends on the distribution of potential natural vegetation in Central Germany. *International Journal of Biometeorology* **52**, S. 139-147.
- (6) Bernhofer C, Franke J, Goldberg V, Küchler W (2008): Stadtklima: Was ist zu erwarten? *Forst und Holz* **3**, S. 12-14.
- (7) Franke J, Häntzschel J, Goldberg V, Bernhofer C (2008): Application of a trigonometric approach to the regionalization of precipitation for a complex small-scale terrain in a GIS environment. *Meteorological Applications* **15**, S. 483-490.
- (8) Franke J, Bernhofer C (2009): A method for deriving a future temporal spectrum of heavy precipitation on the basis of weather patterns in low mountain ranges. *Meteorological Applications* (DOI: 10.1002/met.149)

Buchbeiträge:

- (1) Franke J, Goldberg V, Bernhofer C (2003): Regionale Klimadiagnose für Sachsen und Thüringen. In: Bernhofer C, Goldberg V (Hrsg.): 5. BIOMET-Tagung – Mensch-Pflanze-Atmosphäre. *Tharandter Klimaprotokolle* **9**, 243 S.
- (2) Goldberg V, Franke J, Bernhofer C (2003): CLISAX – Statistische Untersuchungen regionaler Klimatrends in Sachsen und Nordböhmen. In: Alfred-Wegener-Stiftung (Hrsg.): 6. Deutsche Klimatagung – Klimavariabilität. *Terra Nostra* **6**, 473 S.

(3) Bernhofer C, Franke J, Goldberg V, Seegert J, Kuchler W (2006): Regional Climate Change – To be included in Future Flood Risk Analysis? In: Schanze J, Zeman E, Marsalek J (Eds.): Flood Risk Management - Hazards, Vulnerability and Mitigation Measures. NATO Science Series IV, *Earth and Environmental Sciences* **67**, Springer, Dordrecht, 317 S.

(4) Bernhofer C, Franke J, Goldberg V, Kuchler W (2007): Stadtklima – Klimaänderung: Was ist zu erwarten? In: Roloff A, Thiel D, Weiß H (Hrsg.): Urbane Gehölzverwendung im Klimawandel und aktuelle Fragen der Baumpflege. *Forstwissenschaftliche Beiträge Tharandt* **6**, 132 S.

(5) Bernhofer C, Goldberg V, Franke J, Häntzschel J, Harmansa S, Pluntke T, Geidel K, Surke M, Prasse H, Freydank E, Hänsel S, Mellentin U, Kuchler W (2008): Klimamonographie für Sachsen (KLIMOSA) – Untersuchung und Visualisierung der Raum- und Zeitstruktur diagnostischer Zeitreihen der Klimaelemente unter besonderer Berücksichtigung der Witterungsextreme und der Wetterlagen. In: Sächsisches Staatsministerium für Umwelt und Landwirtschaft (Hrsg.): Sachsen im Klimawandel – Eine Analyse. Eigenverlag, Dresden, 211 S.

(6) Görner C, Franke J, Bernhofer C, Hellmuth O (2008): Climate changes in extreme precipitation events in the Elbe catchment of Saxony. In: Samuels P, Huntington S, Allsop W, Harrop J (Eds.) (2008): Flood Risk Management: Research and Practice. Taylor & Francis Group, London, 309 S.

Forschungsberichte:

(1) Bernhofer C, Goldberg V, Franke J (2002): CLISAX II – Assimilation von standardisierten und abgeleiteten Klimadaten für die Region Sachsen und Ausbau der Sächsischen Klimadatenbank. Abschlussbericht zum Forschungs- und Entwicklungsvorhaben des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (AZ: 13-8802.3521/50), 74 S.

(2) Bernhofer C, Goldberg V, Franke J (2003): REKLI – Aufbau einer Klimadatenbank und Regionale Klimadiagnose für Thüringen. Abschlussbericht zum Forschungs- und Entwicklungsvorhaben der Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie (VertragNr.: 02/000206), 87 S.

(3) Bernhofer C, Goldberg V, Franke J (2005): REKLI II – Optimierung der Klimadatenbank REKLI für Auswertungen im Bereich der Wasserwirtschaft. Abschlussbericht zum Forschungs- und Entwicklungsvorhaben des Ministeriums für Landwirtschaft, Naturschutz und Umwelt und der Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie (VertragNr.: 54/20202), 21 S.

(4) Bernhofer C, Goldberg V, Franke J (2005): REKLI III – Optimierung der Klimadatenbank REKLI für Auswertungen temperaturbezogener Klimagrößen und Erweiterung für

wetterlagenabhängige Analysen von Klimaelementen. Abschlussbericht zum Forschungs- und Entwicklungsvorhaben der Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie (VertragNr.: 05/000127), 25 S.

(5) Bernhofer C, Goldberg V, Franke J, Pluntke T, Geidel K (2005): Vorstudie zur Erstellung einer Klimamonographie für Sachsen – KLIMOSA. Abschlussbericht zum Forschungs- und Entwicklungsvorhaben des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (AZ: 13-0345.42/246), 34 S.

(6) Bernhofer C, Goldberg V, Franke J, Surke M (2005): WEKLIS – Entwicklung einer Datenbank zur Erstellung einer Wetterlagenstatistik und zur Analyse der zeitlichen Entwicklung der Korrelation zwischen Wetterlagen und Klimaparametern in Sachsen. Abschlussbericht zum Forschungs- und Entwicklungsvorhaben des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (AZ: 13-8802.3521/62), 50 S.

(7) Bernhofer C, Goldberg V, Franke J, Surke M, Adam J (2007): REKLI – Sachsen-Anhalt Aufbau einer Klimadatenbank für Sachsen-Anhalt. Abschlussbericht zum Forschungs- und Entwicklungsvorhaben des Landesamtes für Umweltschutz Sachsen-Anhalt (VertragNr.: 32/284/06), 8 S.

(8) Bernhofer C, Goldberg V, Franke J, Surke M, Adam J (2008): REKLI – Sachsen-Anhalt II Regionale Klimadiagnose für Sachsen-Anhalt. Abschlussbericht zum Forschungs- und Entwicklungsvorhaben des Landesamtes für Umweltschutz Sachsen-Anhalt (VertragNr.: 32/294/07), 66 S.

(9) Bernhofer C, Goldberg V, Franke J, Adam J (2008): REKLI – Sachsen-Anhalt III Implementierung eines Tools zur stationsbasierten Berechnung einer Extremwertstatistik für den Niederschlag in die Klimadatenbank Sachsen-Anhalt. Abschlussbericht zum Forschungs- und Entwicklungsvorhaben des Landesamtes für Umweltschutz Sachsen-Anhalt (Vertrag Nr.: 39/303/08), 17 S.

Danksagung

Hiermit möchte ich mich recht herzlich bei Herrn Prof. Dr. Christian Bernhofer bedanken, der mir über eine Anstellung als wissenschaftlicher Mitarbeiter an seiner Professur die Möglichkeit zur Erstellung dieser Arbeit gegeben hat. Hervorheben möchte ich hier seine vielseitige Unterstützung und das mir damit entgegengebrachte Vertrauen. Weiterer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Jörg Matschullat für das Anfertigen eines Gutachtens zu dieser Arbeit. Auch möchte ich mich bei Herrn Dr. habil. Eberhard Freydank bedanken, der mir die Gelegenheit für ein lehrreiches Praktikum beim Deutschen Wetterdienst gab und beim Anfertigen der Dissertation mit wichtigen Ratschlägen zur Seite stand.

Die Dissertation wurde gefördert durch das Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) im Rahmen der Projekte EMTAL (Einzugsgebiets-Management von Talsperren in Mittelgebirgen) (FKZ: 02 WT 0337) und LandCaRe2020 (*Land, Climate and Resources 2020*) (FKZ: 01 LS 05104) sowie durch das Sächsische Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (LfULG) im Rahmen der CLISAX-Studien (*Statistical Analysis of Regional Climate Trends in Saxony*) (AZ: 13-8802.3521/48, AZ: 13-8802.3521/50). Auch hierfür gilt mein Dank.

Besonders bedanken möchte ich mich bei meiner Frau Ivonne und meinen beiden Kindern Elias und Simon, die mir stets Verständnis und Geduld entgegengebracht haben und somit eine entscheidende Hilfe gewesen sind. Meinen Eltern und Geschwistern möchte ich für den Rahmen danken, der mir den Weg von einer schönen und abwechslungsreichen Kindheit bis zur abgeschlossenen Ausbildung bereitet hat.

Wichtig ist mir auch, mich bei meinen Freunden zu bedanken, die mir stets das Gefühl eines zweiten Zuhauses gegeben haben.

Den Mitarbeitern der Professur für Meteorologie danke ich für das angenehme Arbeitsklima.

Erklärung

Hiermit erkläre ich, die vorliegende Arbeit selbstständig und ohne die Hilfe anderer Personen angefertigt zu haben. Weiterhin versichere ich, nur frei zugängliche oder lizenzierte Software verwendet zu haben, welche mir im Rahmen einer Anstellung als wissenschaftlicher Mitarbeiter an der Professur für Meteorologie des Institutes für Hydrologie und Meteorologie der Technischen Universität Dresden zur Verfügung stand.

Johannes Franke

Dresden, 08.12.2009